

Das arktische Meereis in Klimamodellen -
Variabilitäten und
anthropogener Klimawandel

Diplomarbeit von
Lisa Katharina Behrens

Januar 2012

Mathematisch - Naturwissenschaftliche Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
erstellt am Helmholtz - Zentrum für Ozeanforschung (GEOMAR)
Forschungsbereich 1 - Ozeanzirkulation und Klimadynamik
Forschungseinheiten Maritime Meteorologie

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	V
Abstract	VII
Abkürzungen	IX
1 Einleitung	1
1.1 Meereis im Klimasystem	1
1.2 Strahlungsbilanz und Treibhauseffekt der Erde	2
1.3 Veränderungen des Meereises durch den anthropogenen Klimawandel	3
1.4 Zielsetzung und Aufbau der Arbeit	6
2 Daten	7
2.1 IPCC Modelldaten	7
2.2 Met Office Hadley Centre Beobachtungsdaten	11
2.2.1 Daten für die Meereiskonzentration	11
2.2.2 Daten für die Oberflächentemperatur	11
3 Methoden	13
3.1 Bearbeitung der Eisdaten	13
3.1.1 Berechnung der Fläche einer Gitterbox	13
3.1.2 Meereiskonzentration und Meereisausdehnung	14
3.1.3 Meereisdicke	14
3.1.4 Meereisvolumen	14
3.2 Statistische Methoden	14
3.2.1 Amplitude und Phase	15
3.2.2 Kovarianz, Korrelation und erklärte Varianz	15
3.2.3 Lineare Regression	16
3.2.4 Signal-Rausch-Verhältnis	16
4 Regionen in der Arktis und ihre Darstellung in Klimamodellen	19
4.1 Einteilung der Arktis in Regionen	19
4.2 Besonderheiten von ausgewählten Regionen	20
4.2.1 Barentssee und Karasee	20
4.2.2 Labradorsee	21
4.2.3 Grönland-Inland-Norwegen-See	22
4.3 Auflösung der Regionen in Klimamodellen	22

5	Die zeitliche Entwicklung des Meereises	25
5.1	Meereisausdehnung	25
5.1.1	Meereisausdehnung: März und September	25
5.1.2	Der Jahresgang der Meereisausdehnung	29
5.1.3	Signal-Rausch-Verhältnis der arktischen Meereisausdehnung	34
5.1.4	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	35
5.2	Meereisdicke	36
5.2.1	Meereisdicke: März und September	36
5.2.2	Der Jahresgang der Meereisdicke	38
5.2.3	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	39
5.3	Meereisvolumen	42
5.3.1	Meereisvolumen: März und September	42
5.3.2	Der Jahresgang des Meereisvolumens	45
5.3.3	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	46
6	Sensitivität der Meereisausdehnung in Klimamodellen	49
6.1	Änderungen der Jahresmittel	50
6.2	Änderungen der jahreszeitlichen Mittelwerte	51
6.3	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	52
7	Variabilität der Meereisausdehnung	55
7.1	Interannuale und dekadische Variabilitäten	55
7.2	Veränderung der multidekadischen Variabilität	58
7.3	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	59
8	Auswirkungen der Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee	61
8.1	Veränderung der atmosphärischen Zirkulation durch Abnahme der Meereiskonzentration	61
8.1.1	Darstellung der Ergebnisse der CMIP3-Modelle	61
8.1.2	Druck- und Temperaturanomalien in den Modellen GFDL-CM2.1, MIROC3.2 (hires) und MPI-ECHAM5	64
8.2	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	69
9	Fazit und Ausblick	73
A	Abbildungen und Tabellen	77
A.1	IAP-FGOALS	77
A.2	Regionen in der Arktis	79
A.3	Meereisausdehnung	84
A.4	Meereisdicke	91
A.5	Meereisvolumen	99
A.6	Änderungen in Oberflächentemperatur und Meereisausdehnung	107
A.6.1	Jahresmittelwerte	107
A.6.2	Wintermittelwerte	111
A.6.3	Sommermittelwerte	115
A.7	Variabilität	119
A.8	Auswirkungen der Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee . . .	130

Abbildungsverzeichnis	154
Tabellenverzeichnis	157
Literatur	163
Danksagung	165
Erklärung	167

Zusammenfassung

Veränderungen durch die globale Erwärmung sind in der Arktis besonders deutlich sichtbar, da nach *Anisimov et al.* (2007, Kapitel 15.2.1) die Erwärmung in diesem Gebiet ungefähr doppelt so groß ist, wie die durchschnittliche globale Erwärmung. Aus diesem Grund soll im Rahmen dieser Diplomarbeit mit Hilfe des A1B-Szenarios der CMIP3-Modelle die Veränderung des arktischen Meereises untersucht werden. Die Veränderungen werden sowohl für die Arktis als auch für einzelne Regionen dieser betrachtet.

Die Modelle simulieren in allen betrachteten Gebieten eine Reduktion in der Meereisausdehnung, der Meereisdicke und des Meereisvolumens. Diese zeigt sich entsprechend in der Amplitude des Jahresganges. Die Phase des Jahresganges zeigt für die Meereisausdehnung eine Verschiebung zu einem späteren Auftreten des Maximums im Jahr. Für die beiden anderen Parameter ist keine Verschiebung erkennbar.

Die Meereisausdehnung zeigt eine unterschiedliche Sensitivität zur globalen Erwärmung in der gesamten Arktis und den einzelnen Regionen. Zwischen den Jahresmittelwerten und den jahreszeitlichen Mittelwerten für Sommer und Winter variiert die Sensitivität der einzelnen Modelle. Diese zeigen für die Wintermittelwerte in der gesamten Arktis eine ähnliche Sensitivität. Hingegen zeigen sie für Regionen, wie beispielsweise die Barentssee, keinen Zusammenhang zwischen den Sensitivitäten.

Durch die Reduktion des Meereises ist eine Veränderung in der interannualen Variabilität der Meereisausdehnung zu erkennen. Unter vorindustriellen Bedingungen zeigt die 2m-Oberflächentemperatur bei einem Vergleich der Variabilitäten von März und September die größere Variabilität für den März. Diese verschiebt sich bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Dort zeigt sich die größere Variabilität für den September. Hingegen ist in der multidekadischen Variabilität keine Veränderung zu erkennen.

Des Weiteren zeigt sich für drei von 19 Modellen ein Zusammenhang zwischen der Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee und den kalten Wintermonaten über dem eurasischen Kontinent. Bei einer mittleren Meereiskonzentration in der Barentssee kommt es zu einer positiven Druck- und einer negativen Temperaturanomalie über dem Kontinent. Somit könnte die Reduktion der Meereiskonzentration Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation haben.

Abstract

Changes due to global warming are particularly obvious in the Arctic. *Anisimov et al.* (2007, Chapter 15.2.1) show, that the warming in the Arctic is twice as strong as the mean global warming. Hence, changes in arctic sea ice will be regarded in this diploma thesis. Therefore, the CMIP3-Models for the A1B-Scenario are used. Changes are studied for the entire Arctic as well as for different regions of the Arctic.

In all regions the models show a reduction in the sea ice extent, the sea ice thickness and the sea ice volume. Furthermore, this reduction is visible in the amplitude of the seasonal cycle. The phase of the seasonal cycle shows a shift of the maximum of the sea ice extent. These maximum extents are later in the year. However, this effect is not visible for the other two parameters.

The sea ice extent shows a sensitivity to global warming in the whole arctic as well as in the different regions. The sensitivity varies for the annual mean and the seasonal means of summer and winter. The models show a similar sensitivity in the winter mean in the whole arctic. However, for regions like the Barents Sea the models simulate different sensitivities.

The interannual variability of the sea ice extent is changed due to a reduction in the sea ice extent. Without the anthropogenic warming the variability of the sea ice extent in March exceeds the variability of September. In contrast, at the end of the 21st century the sea ice extent in September exceeds the variability in March. However, no changes in the multi decadal variability are visible.

Furthermore, three of 19 models exhibit a relationship between the reduction of the sea ice concentration and cold winters over the Eurasian continent. For a high sea ice concentration in the Barents Sea, a positive temperature and a negative pressure anomaly are present over the Eurasien continent. With a reduction of the sea ice concentration, there is a negative temperature and a positive pressure anomaly. This shifts back to a positive temperature and a negative pressure anomaly for low sea ice concentration. Thus, a reduction of sea ice concentration could influence the atmospheric circulation.

Abkürzungen

C	Celsius
GSFC	Goddard Space Flight Center
GIN-See	Grönland-Island-Norwegen See
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
K	Kelvin
lat	Breitengrad (Latitude)
lon	Längengrad (Longitude)
NAO	Nordatlantische Oszillation
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NH	Nördliche Hemisphäre
NIC	U.S. National Ice Center
Pa	Pascal
ppm	parts per million
SIC	Meereiskonzentration (Sea Ice Concentration)
SIE	Meereisausdehnung (Sea Ice Extent)
SIM	Spectral Irradiance Monitor
SIT	Meereisdicke (Sea Ice Thickness)
SIV	Meereisvolumen (Sea Ice Volume)
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave/ Imager

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Meereis im Klimasystem

Das Klimasystem der Erde setzt sich aus verschiedenen Komponenten zusammen, die miteinander wechselwirken. Diese Komponenten sind die Atmosphäre, die Hydrosphäre, die Biosphäre, die Pedosphäre, die Lithosphäre und die Kryosphäre. Letztere setzt sich wiederum aus verschiedenen Teilen zusammen, wovon einer das Meereis ist. Es ist der schwimmende Teil der Kryosphäre zusammen mit dem Schelfeis (*Latif, 2009, Kapitel 1.3*). In dieser Arbeit soll das Meereis der Arktis näher betrachtet werden, insbesondere die Veränderungen des Meereises, die durch die globale Erwärmung entstehen.

Die Meereisausdehnung wird unter anderem von der großskaligen atmosphärischen Zirkulation beeinflusst, wie beispielsweise der Nordatlantische Oszillation (NAO). Sie beschreibt einen Dipol, bestehend aus einem meridionalen Druckgradienten zwischen Azorenhoch und Islandtief und ist eines der am längsten bekannten Druckmuster (*Hurrell et al., 2003*). Der Einfluss dieses Musters ist am stärksten ausgeprägt in den Monaten November bis April (*Hurrell et al., 2003*) und hat Einflüsse auf das Klima in Europa, Nordafrika und Nordamerika. Während eines positiven NAO-Index, über die Druckdifferenz definiert, sind die beiden Druckgebiete sehr gut ausgebildet. Somit stellt sich eine großräumige Zirkulation ein, die eine zonale Strömung mit feuchter Luft aufweist, entsprechend mehr Niederschlägen und einer höheren Temperatur nach Europa bringt. Hingegen wird weniger feuchte Luft ins südliche Europa, den Mittelmeerraum und Grönland transportiert. Entsprechend kommt es bei einem negativen Index zu der umgekehrten Situation (*Hurrell, 1995; Rogers, 1997*).

Das arktische System ist sehr komplex und nimmt Einfluss auf das globale Klimasystem. Nach *Anisimov et al. (2007, Kapitel 15.2.1)* ist die globale Erwärmung in diesem Gebiet ungefähr doppelt so stark wie die durchschnittliche globale Erwärmung. Die stärkste Erwärmung ist im Winter und Frühling mit etwa 1°C pro Dekade zu sehen. In Abbildung 1.1 ist die Meereiskonzentration der Arktis auf Basis von Beobachtungsdaten dargestellt. In Abbildung (a) ist die mittlere Meereiskonzentration im September von 1970 bis 2000 und in (b) die Meereiskonzentration im September 2007 zu sehen. Bei einem Vergleich der beiden Abbildungen ist eine starke Reduktion der Meereiskonzentration sichtbar. Im September 2007 zeigt sich bisher das absolute Minimum der Ausdehnung (*Maslanik et al., 2007*).

Das Klima wird unter anderem durch die solare Einstrahlung beeinflusst. Diese zeichnet sich in der Arktis durch ein Minimum im Winter, die Polarnacht, und ein Maximum im Sommer,

(a) Mittel: 1970-2000

(b) 2007

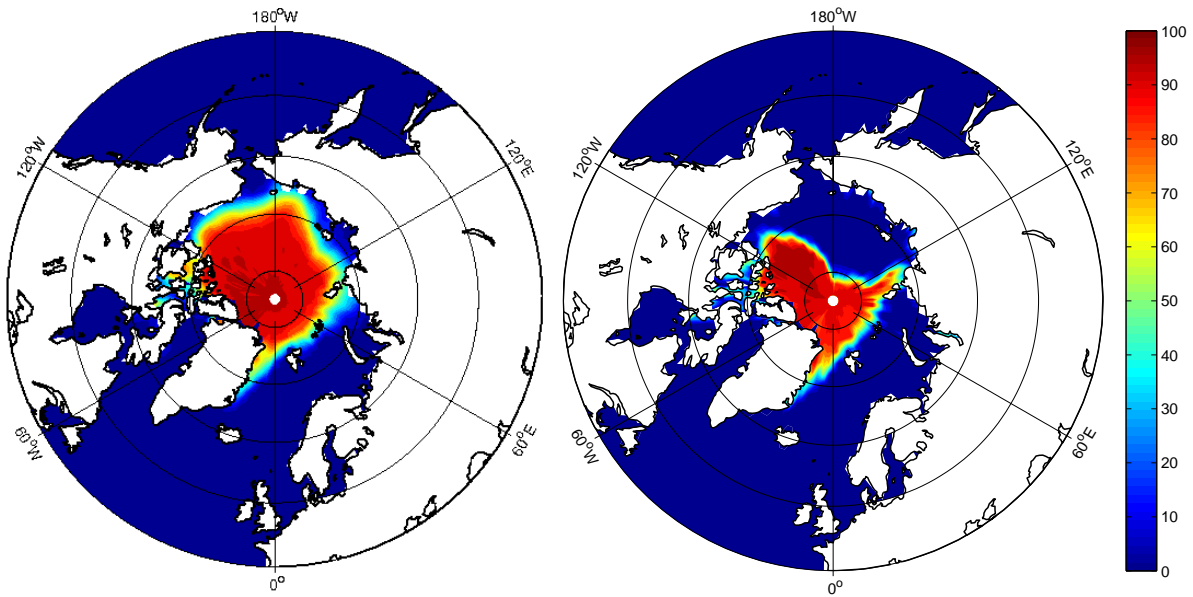


Abbildung 1.1: Mittlere Meereiskonzentration in [%] im September in der Arktis; Beobachtungsdaten des Datensatzes HadISST1 vom Met Office Hadley Centre; (a) gemittelt über den Zeitraum 1970-2000; (b) für das Jahr 2007.

den Polartag, aus. Eine Änderung der Meereisausdehnung hat einen Einfluss auf die Strahlungsbilanz, da die Albedo der Erdoberfläche durch ein Abschmelzen des Meereises verändert wird. Schnee- und Eisflächen reflektieren bis zu 90% der einfallenden solaren Einstrahlung. Der Ozean absorbiert hingegen circa 90% der Strahlung, abhängig vom Einfallswinkel der Strahlung, wodurch diese Energie dem System zur Erwärmung zur Verfügung steht (Macke, 2004, Kapitel 1.4.3).

1.2 Strahlungsbilanz und Treibhauseffekt der Erde

Die Strahlungsbilanz der Erde ist in Abbildung 1.2 dargestellt. Die Erde erhält eine bestimmte solare, kurzwellige Einstrahlung von der Sonne (341 W/m^2), wovon ein Teil direkt reflektiert wird (102 W/m^2), von Bestandteilen der Atmosphäre (79 W/m^2) und der Erdoberfläche (23 W/m^2). Die restlichen 239 W/m^2 werden absorbiert, davon 161 W/m^2 von der Erdoberfläche und 78 W/m^2 von der Atmosphäre. Die Erde strahlt selbst im langwelligen Bereich (239 W/m^2).

Die Erdoberfläche emittiert 396 W/m^2 , davon werden 40 W/m^2 der emittierten Strahlung direkt durch das atmosphärische Fenster an den Weltraum abgegeben. Außerdem werden zusätzlich noch 17 W/m^2 latenter und 80 W/m^2 an fühlbarer Wärme abgestrahlt. Von der langwelligen Strahlung werden die restlichen 356 W/m^2 von der Atmosphäre absorbiert. Etwa ein Drittel wird in den Weltraum emittiert und der Rest wieder Richtung Erde zurückgestrahlt (333 W/m^2). Dieses wird als der natürliche Treibhauseffekt bezeichnet und führt zu einer Erhöhung der Oberflächentemperatur der Erde.

Seit Beginn der Industrialisierung kommt es durch das menschliche Handeln zu einem

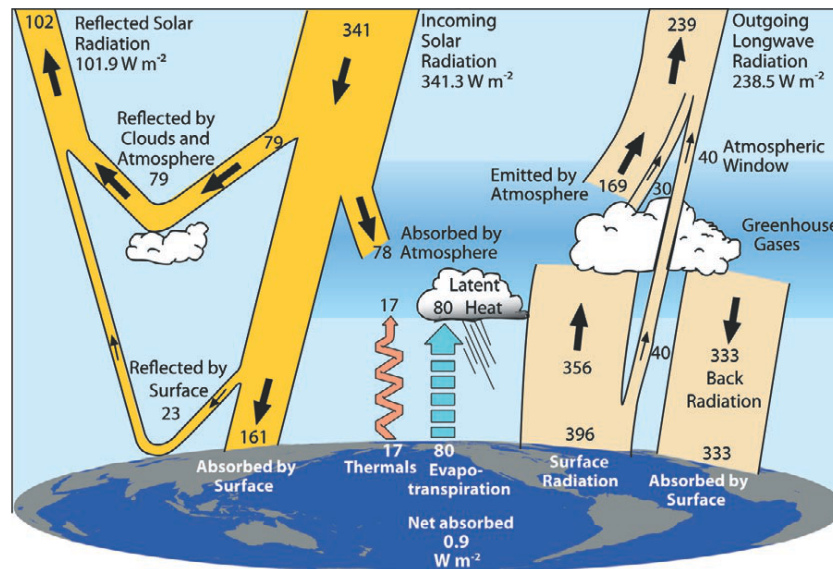


Abbildung 1.2: Strahlungsbilanz der Erde für den Zeitraum März 2000 bis Mai 2004 (Trenberth et al., 2009).

Anstieg der Treibhausgaskonzentration. Dieses ist beispielsweise bei den Gasen CO_2 , CH_4 und N_2O sichtbar. Nach Solomon et al. (2007, Kapitel TS.2.1.1) ist es sehr wahrscheinlich, dass sich durch diese Gase der Strahlungsantrieb erhöht. Dadurch steht der Atmosphäre mehr Energie zur Verfügung und es kommt zu einer zusätzlichen Erwärmung.

Diese Erwärmung wird weiterhin stattfinden, da auch in den nächsten Jahren Treibhausgase in die Atmosphäre emittiert werden, beispielsweise durch die Nutzung fossiler Brennstoffe. Viele der Gase haben eine lange Verweildauer in der Atmosphäre, wodurch sie den Strahlungshaushalt langfristig beeinflussen. CO_2 hat eine Verweildauer von mehr als 100 Jahren ebenso N_2O (Latif, 2009, Kapitel 1.5.3). Die Verweildauer von CH_4 ist mit etwa 10-100 Jahren geringer (Latif, 2009, Kapitel 1.5.3). Die Erwärmung wird verstärkt durch Rückkopplungsprozesse. Somit hat dieses auch Auswirkungen auf das Meereis, da es durch die erhöhte Temperatur unter anderem zu einem verstärkten Abschmelzen des arktischen Meereises kommt. Mit Klimaszenarien wird versucht, die daraus resultierenden Folgen für die Zukunft zu prognostizieren.

1.3 Veränderungen des Meereises durch den anthropogenen Klimawandel

Die Erwärmung durch den anthropogenen Treibhauseffekt hat unter anderem zur Folge, dass sich die Arktis erwärmt und es somit zu einem Abschmelzen des arktischen Meereises kommt. Eine Abnahme der Meereisausdehnung zeigt sich sowohl in den Beobachtungsdaten als auch in den Modelldaten. Die Modelle können die starke Abnahme seit Beginn des 21. Jahrhunderts nicht richtig darstellen. Berechnungen von Alekseev et al. (2009) zeigen, dass nach Beobachtungsdaten eine eisfreie Arktis im September etwa 2020 möglich wäre, während für die Modelldaten dieses Szenario erst 2080 prognostiziert wird. Nach Stroeve et al. (2007) ist ein Teil des Trends extern und ein Teil intern beeinflusst. Beispielsweise wirken sich Rückkopplungsprozesse durch den Temperaturanstieg auf die Meereisausdehnung aus. Dieses ist unter anderem die

Wasserdampf-Rückkopplung, bei der es sich um eine positive Rückkopplung handelt. Durch einen Anstieg der Temperatur kommt es zu einer stärkeren Verdunstung und somit zu einem größeren Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre. Dadurch wird mehr langwellige Strahlung absorbiert, was wiederum einen Anstieg der Temperatur zur Folge hat (*Macke*, 2004, Kapitel 1.4.2).

In der Meereisdicke ist ebenfalls ein Trend zu erkennen. Nach *Kwok* (2004) nimmt das mehrjährige Eis ab und dagegen das einjährige Eis zu (*Maslanik et al.*, 2007). Ebenso ist in der Zentralarktis eine Abnahme der Meereisdicke ersichtlich (*Ren et al.*, 2007, Kapitel 4.4.3.7).

Die Reduktion der Meereisausdehnung und der Meereisdicke zeigt sich ebenfalls im Meereisvolumen, dort ist eine schnellere Abnahme zu erkennen, als bei der Meereisausdehnung (*Gregory*, 2002). Dieses Verhalten ist in allen Szenarien zu finden (*Gregory*, 2002). Durch die Veränderung in der Meereisdicke ist dementsprechend der Verlust beim mehrjährigen Meereis größer als bei dem einjährigen Eis, welches einen positiven Trend zeigt (*Kwok et al.*, 2009).

Die Einflüsse durch die Reduktion des Eises sind auch an anderer Stelle sichtbar. So hat das Abschmelzen des Eises auch Auswirkungen auf den Frischwasserhaushalt des Arktischen Ozeans und somit auf die thermohaline Zirkulation. Ein derartiges Ereignis wird beispielsweise in *Aagaard und Carmarck* (1989) beschrieben. Durch das salzärmere Wasser können die Konvektionszellen abgedeckt werden, was somit die Neubildung von Tiefenwasser verhindert. Dies wird als halokline Katastrophe bezeichnet.

Zwischen der globalen Erwärmung und der Abnahme der Meereisausdehnung vermutet *Winton* (2011) einen linearen Zusammenhang, dabei ist der Proportionalitätsfaktor ein Maß für die Sensitivität des Meereises. Diese Sensitivität wurde für einzelne Klimamodelle schon mehrfach untersucht, unter anderem von *Winton* (2011). Er zeigte, dass die Sensitivität der einzelnen Modelle geringer ist als die aus den Beobachtungen berechnete Sensitivität. Eine mögliche Ursache ist die Unterschätzung der natürlichen Variabilität in Klimamodellen (*Winton*, 2011).

In der Arbeit von *Alekseev et al.* (2009) wurde ebenfalls der Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur und der Meereisausdehnung untersucht. Sie untersuchten für Beobachtungs- und Modelldaten den Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Meereisausdehnung in den einzelnen Monaten. Dabei kamen sie zu dem Ergebnis, dass es hierbei Unterschiede zwischen den Beobachtungs- und den Modelldaten gibt. Bei den Beobachtungen ist der Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Meereisausdehnung für Juni und September am größten. Hingegen ist bei den Modellen der maximale Zusammenhang der Meereisausdehnung und der Temperatur für die Monate September bis November zu finden.

Des Weiteren stellt sich die Frage, ob durch die globale Erwärmung und der damit einhergehenden Abnahme des Meereises auch Veränderungen der Variabilität der Meereisausdehnung festzustellen sind. *Johannessen et al.* (2004) kamen zu dem Ergebnis, dass die Variabilität der Meereisausdehnung zu einem Teil auf natürliche Schwankungen zurückzuführen ist, wie beispielsweise die Erwärmung in der Arktis in den 1920ern bis in die 1930er und die anschließende Abkühlung bis in die 1970er Jahre. Allerdings kann der derzeitige Trend in der Erwärmung der Arktis und die Abnahme der Meereisausdehnung und des Meereisvolumens nicht allein durch natürliche Prozesse erklärt werden. Sie führen die zusätzliche Reduktion ebenfalls auf den anthropogenen Einfluss zurück.

Auf das Eiswachstum haben verschiedene Faktoren einen Einfluss, unter anderem Rückkopplungsprozesse, wie die Eis-Albedo-Rückkopplung, bei der es sich um eine positive Rückkopplung handelt, die nur im Sommer wirkt. Sie führt dazu, dass es durch die globale Erwärmung

ung zu einem stärkeren Schmelzen des Eises in den Sommermonaten kommt. Das längerfristige, verstärkte Abschmelzen des Eises führt zu einer Verdünnung des Eises. Dadurch, dass mehr Eis schmilzt, verringert sich die Albedo der Oberfläche, da Eis eine höhere Albedo als die Ozeanoberfläche hat. Somit wird mehr Wärme absorbiert, die dem System zur Verfügung steht, was zu einer weiteren Erwärmung führt (*Latif*, 2009, Kapitel 1.3.3). Dieses hat dann zur Folge, dass im Herbst, am Beginn der Wachstumsphase des Eises, weniger und dünneres Eis vorhanden ist. Das führt dann zu dünnerem Eis im Frühling (*Serreze et al.*, 2007). Das dünnere Eis schmilzt im darauf folgenden Sommer schneller, wodurch es auch hier zu einer positiven Rückkopplung kommt, auch wenn dünneres Eis im Winter schneller wachsen kann als dickes (*Serreze et al.*, 2007). Durch die Reduktion des Eises im Sommer und Wasserdampf-Rückkopplung schmilzt auch vermehrt mehrjähriges dickes Eis. Somit haben die Lufttemperatur und das einjährige Eis Auswirkungen auf die Meereisausdehnung. Ebenso wie die globale Erwärmung einen Einfluss hat, beeinflusst die Wintertemperatur allgemein die Meereisausdehnung in der Arktis, da durch kältere Wintertemperaturen mehr Eis anwachsen kann (*Holland und Stroeve*, 2011).

Andererseits hat die großräumige atmosphärische Zirkulation einen Einfluss, wie beispielsweise die NAO im Winter (*Holland und Stroeve*, 2011). Ebenso hat die atmosphärische Zirkulation im Sommer einen Einfluss, beispielsweise sind östliche Windanomalien über den Randmeeren häufig mit einer niedrigeren Meereisausdehnung im September verbunden (*Ogi und Wallace*, 2007).

Neben einer Veränderung der Variabilität ist ein weiterer interessanter Punkt, ob die Abnahme des Meereises auch Auswirkungen auf andere Komponenten der Atmosphäre und somit auf die atmosphärische Zirkulation hat. Mögliche Komponenten, auf die sich eine Abnahme auswirkt, wären beispielsweise die 2m-Oberflächentemperatur oder der Bodendruck.

Aus Beobachtungen in den letzten Dekaden ist bekannt, dass es trotz der globalen Erwärmung regional zu Abkühlungen kam. So traten zum Beispiel extrem kalte Winter in der nördlichen Hemisphäre auf, während es global eine Erwärmung gab. Die globale Erwärmung ist besonders deutlich in den höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre zu sehen (*Anisimov et al.*, 2007, Kapitel 15.2.1). Eine derartige Untersuchung wurde von *Petoukhov und Semenov* (2010) durchgeführt. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass die Meereiskonzentration der Barentssee einen Einfluss auf die atmosphärische Zirkulation hat. *Petoukhov und Semenov* (2010) stellten in den Fällen dieser kalten Winter einen Zusammenhang zwischen einer geringen Meereiskonzentration in der Barentssee und Karasee und den niedrigen Temperaturen über Eurasien fest.

Eine Meereiskonzentration in einem mittleren Bereich führt zu einer Erwärmung und einer Zunahme des zonalen Windes in 850 hPa. Durch eine Reduktion auf eine niedrige Meereiskonzentration kommt es wiederum zu einer Erwärmung und einer Zunahme des zonalen Windes. Die beiden Bereiche zeigen eine sehr ähnliche Erwärmung um die Regionen der Barentssee und der Karasee, ebenso zeigen sie sehr ähnliche Zirkulationsmuster. Es sind eher zyklonale Strukturen in den polaren Breiten zu sehen. Mit einer hohen Konzentration bildet sich nordwestlich der Barentssee eine negative Druckanomalie und damit einhergehend eine positive Druckanomalie über Sibirien. Hingegen bilden sich bei einer niedrigen Konzentration zwei negative Druckanomalien aus, eine über der Südküste der Barentssee und in der Nähe des kanadischen Archipels. Südlich des Beringmeeres bildet sich eine positive Druckanomalie aus. Somit wird warme Luft auf den eurasischen Kontinent transportiert.

Durch die Abnahme der Meereiskonzentration in der Barentssee auf einen mittleren Bereich wird an dieser Stelle die untere Atmosphäre erwärmt. Das führt zu einer Abnahme des meridionalen Temperaturgradienten mit einer möglichen Abschwächung des zonalen Windes in den

mittleren Breiten. Über der Arktis bildet sich ein Hochdruckgebiet aus, mit einem Zentrum über der Barentssee. Die Folge davon sind östliche Winde und negative Temperaturanomalien über dem eurasischem Kontinent.

Allgemein führen in den Wintermonaten westliche Winde eher zu wärmeren Temperaturen und östliche Winde zu kälteren Temperaturen in Europa. Diese drei Bereiche weisen Ähnlichkeiten zu Zirkulationsmustern der NAO auf, auch wenn einige Unterschiede zu finden sind. Die Anomalien der Lufttemperatur des mittleren Bereiches der Meereiskonzentration sind ähnlich denen einer negativen NAO-Phase und die beiden anderen Bereiche denen einer positiven. Ein wichtiger Unterschied ist, dass eine negative NAO-Phase in der Region der Barentssee mit einer Zunahme der Meereiskonzentration und einer Abkühlung der Region einhergeht (*Petoukhov und Semenov*, 2010). Die Beobachtungen für diesen Fall zeigen eher einen positiven NAO-Index.

1.4 Zielsetzung und Aufbau der Arbeit

In dieser Arbeit werden zunächst in Kapitel 2 die verwendeten Modell- und Beobachtungsdaten und in Kapitel 3 die verwendeten Methoden vorgestellt. Anschließend wird in Kapitel 4 die Arktis in verschiedene Regionen eingeteilt und deren Auflösung in den Modellen berechnet. Zusätzlich werden von einigen Regionen die Besonderheiten vorgestellt. Im fünften Kapitel wird die Meereisausdehnung, die Meereisdicke und das Meereisvolumen für diese Regionen im März und September berechnet, sowie der Jahresgang mit Amplitude und Phase. Dabei stellt sich die Frage, ob durch die Reduktion der Meereisausdehnung, beziehungsweise durch die Abnahme der Meereisdicke und des Meereisvolumens Veränderungen im Jahresgang entstehen und ob dieses in Amplitude und Phase des Jahresganges sichtbar ist. Des Weiteren ist von Interesse, ob die Reduktion in den einzelnen Parametern, die in der gesamten Arktis zu erkennen ist, auch in den einzelnen Regionen dargestellt werden kann. In Kapitel 6 wird die Sensitivität der Meereisausdehnung in den Klimamodellen in den jeweiligen Regionen betrachtet. Hier stellt sich die Frage, ob die einzelnen Regionen eine ähnliche Sensitivität der einzelnen Modelle zeigen und somit ein Zusammenhang abgeleitet werden kann. Die Veränderung der Variabilität der Meereisausdehnung wird im siebten Kapitel dargestellt. Dabei wird sowohl die interannuale und die dekadische als auch die multidekadische Variabilität betrachtet. Hier ist von Interesse, ob in allen Variabilitäten eine Veränderung sichtbar ist. Im darauf folgenden achten Kapitel wird betrachtet, ob es eine Veränderung der Zirkulationsmuster durch die Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee gibt, da dieses Gebiet besonders sensitiv auf Veränderungen reagiert. In Kapitel 9 wird eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse und ein Ausblick gegeben.

Kapitel 2

Daten

In diesem Kapitel werden die in der Arbeit verwendeten Datensätze vorgestellt. Diese Daten setzen sich aus Modell- und Beobachtungsdaten zusammen. Die Modelldaten stammen aus dem “Coupled Model Intercomparison Project 3” (CMIP3) und für sie liegen die Parameter der Meereiskonzentration, der Meereisdicke, des Bodendrucks und der 2m-Oberflächentemperatur vor. Die Beobachtungsdaten stammen vom Met Office Hadley Centre und es sind die Parameter Meereiskonzentration und 2m-Oberflächentemperatur vorhanden.

2.1 IPCC Modelldaten

Die Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Modelldaten stammen von unterschiedlichen Modellen des CMIP3. Für das 20. Jahrhundert werden die 20C3M Läufe und für das 21. Jahrhundert wird das A1B-Szenario verwendet. Zusätzlich werden die Kontrollläufe der Modelle verwendet.

Die 20C3M Läufe für das 20. Jahrhundert verwenden als Randbedingungen die Zunahme der Treibhausgase, wie es beobachtet wurde, das heißt, dass beispielsweise die CO₂-Konzentration von 277 ± 1.2 parts per million (ppm) im Jahr 1750 bis auf 379 ppm im Jahr 2005 anstieg ist (*Forster et al.*, 2007, Kapitel 2.3.1).

Die Kontrollläufe sind Simulationen, in denen es keinen anthropogenen oder externen Antrieb gibt (*Meehl et al.*, 2007a). Die Simulationen werden mit den CO₂-Konzentrationen gerechnet, die den vorindustriellen Werten entsprechen.

Für das 21. Jahrhundert gibt es unterschiedliche Szenarien. Diese gehen von unterschiedlichen technologischen Änderungen im Energiesektor und von unterschiedlichen Bevölkerungsentwicklungen aus. Sie sind sogenannte “transiente” Klimasimulationen, das heißt, dass es keine festen Randbedingungen gibt, sondern die Treibhausgaskonzentration stetig ansteigt. Im Folgenden wird das A1B-Szenario näher betrachtet. Es gehört zu der Szenariengruppe der A1-Szenarien. In dieser Gruppe gehen die einzelnen Szenarien von einer schnellen Einführung von neuen und effizienten Technologien aus, außerdem noch von einem schnellen Wirtschaftswachstum, geringem Bevölkerungswachstum ab Mitte des 21. Jahrhundert und einer wirtschaftlichen und kulturellen Konvergenz mit dem Ziel einer Verringerung der regionalen Unterschiede im Pro-Kopf-Einkommen. Der persönliche Reichtum des Menschen steht hier über der Umwelt (*Carter et al.*, 2001, Kapitel 3.8.1).

In Abbildung 2.1 ist die Temperaturveränderung bis 2100 dargestellt, wie sie von unter-

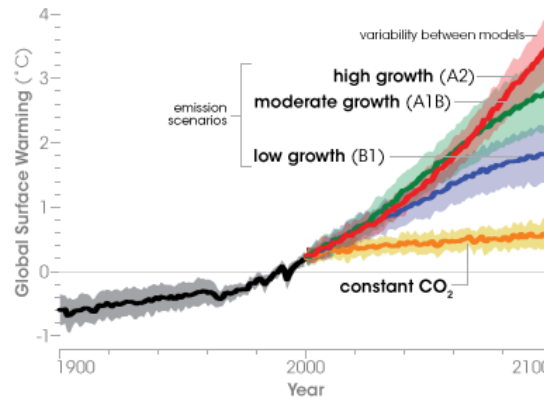


Abbildung 2.1: Der simulierte Temperaturverlauf bis 2100. Es sind verschiedene Szenarien dargestellt. In grün das hier verwendete A1B-Szenario, sowie das A2-Szenario und das B1-Szenario. (Quelle: http://notin2035.com/wp-content/uploads/2010/01/ipcc_scenario_prediction.gif, 18.11.2011)

schiedlichen IPCC-Szenarien simuliert wird. In grün ist das hier verwendete A1B-Szenario dargestellt. Es zeigt eine mittlere Erwärmung von circa 2.8°C und geht von einem CO_2 -Anstieg auf 720 ppm aus (Meehl et al., 2007b, Kapitel 10.4.2). Somit gehört es zu den moderateren Szenarien. In rot ist das A2-Szenario dargestellt. Es zeigt einen Temperaturanstieg um circa 3.6°C und geht von einem CO_2 -Anstieg auf etwa 850 ppm aus (Meehl et al., 2007b, Kapitel 10.4.2). Somit gehört es zu einem der Szenarien mit der stärksten globalen Erwärmung. Dagegen gehört das B1-Szenario zu einem der Szenarien mit einer geringeren globalen Erwärmung. Es zeigt einen Temperaturanstieg um circa 1.8°C und geht von einem CO_2 -Anstieg auf etwa 540 ppm aus (Meehl et al., 2007b, Kapitel 10.4.2). Die dicken Linien in Abbildung 2.1 kennzeichnen den Mittelwert aller Modelle in dem jeweiligen Szenario und die Schattierung zeigt die Variabilität zwischen den einzelnen Modellen des jeweiligen Szenarios. Die schwarze Linie zeigt den Temperaturverlauf des 20. Jahrhunderts und die orange Linie den Temperaturverlauf bei konstanter Treibhausgaskonzentration ab 2000.

In Abbildung 2.2 sind die Temperaturanomalien, relativ zum Zeitraum 1980-1999, der hier verwendeten Modelle zu sehen. Es ist zu erkennen, dass die einzelnen Modelle eine Erwärmung zwischen 2°C und 4.5°C zeigen. Des Weiteren ist zu sehen, dass das Mittel über alle Modelle, im Folgenden als Multi Model Mean bezeichnet, mit den Beobachtungsdaten gut übereinstimmt. Dieses ist vor allem ab Mitte des 20. Jahrhunderts der Fall.

Die Daten sind für fast alle Parameter der 24 verschiedenen Modelle erhältlich und liegen als Monatsmittelwerte vor. Es wird jeweils ein Lauf von jedem Modell verwendet. Die einzelnen Modelle haben eine unterschiedliche Auflösung. Für Meereisdaten reicht diese von einer Gitterauflösung zonal 0.09° bis 4° und meridional von 1° bis 5° (Tabelle 2.1). Die Gitterauflösung kann bei einigen Modellen zwischen der Auflösung der Parameter der Atmosphäre und der Parameter des Meereises variieren. Die Auflösung der Modellkomponenten für die Atmosphäre reicht von einem $\sim 1,1^{\circ} \times 1,1^{\circ}(T106)$ Gitter bis zu einem $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ Gitter. Diese 24 Modelle werden in Tabelle 2.1 mit ihrer jeweiligen Auflösung aufgelistet. Die Angaben der Gittergröße sind in einem gausschem Gitter oder einem T-Gitter angegeben. Das T-Gitter besitzt eine dreieckige (triangulare) Gitterauflösung. In diesem Fall ist in Klammern dahinter die entsprechende Gitterauflösung für ein gaussches Gitter angegeben.

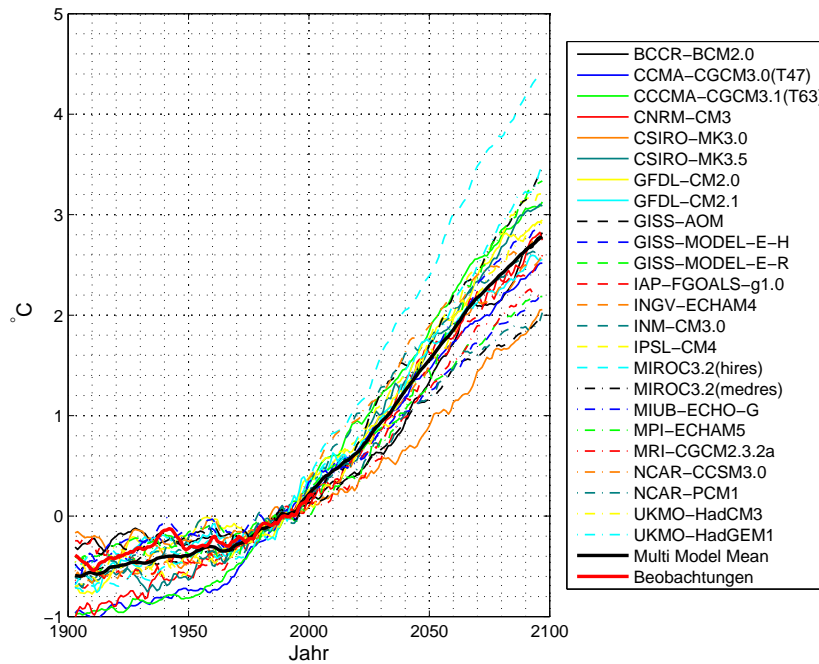


Abbildung 2.2: Die global gemittelten Temperaturanomalien von den hier verwendeten IPCC-Modelle des A1B-Szenarios, mit einem fünfjährigen gleitenden Mittel, relativ zum Zeitraum 1980-1999. Die dicke schwarze Line zeigt das Multi Model Mean und die dicke rote Line die beobachtete Temperaturanomalie von 1900-2011.

Um die Modelle besser miteinander vergleichen zu können, wurden diese mit Hilfe des Programmes “Climate Data Operator“ (CDO, <https://code.zmaw.de/projects/cdo>) auf ein einheitliches $2^\circ \times 2^\circ$ Gitter interpoliert und zusätzlich ein “Multi Model Mean” berechnet. Das Multi Model Mean kommt in vielen Fällen den Beobachtungen am nächsten, wie in Abbildung 2.2 zu sehen. Eine mögliche Erklärung hierfür ist, dass die Modelllösungen fast gleichmäßig um die Beobachtungen verteilt sind und die Fehler sich wie Zufallsrauschen verhalten, welches durch das Mittel über alle Modelle herausgefiltert wird (Reichler und Kim, 2008). Allerdings wird auch ein großer Teil der natürlichen Variabilität herausgefiltert.

Von den Meereisdaten wird die Meereiskonzentration und die Meereisdicke verwendet. Die Meereiskonzentration ist im Datensatz als der eisbedeckte Anteil einer Gitterzelle in Prozent angegeben. Die Meereisdicke ist in den Daten als die effektive Meereisdicke angegeben (Meehl *et al.*, 2007a), das heißt, dass die Dicke der tatsächlich mit eisbedeckten Fläche angegeben wird (Komori *et al.*, 2005). Diese Dicke mit der Eis bedeckten Fläche multipliziert ergibt das Meereisvolumen, wie im Kapitel 3.1.4 beschrieben.

Außerdem werden 2-m-Oberflächentemperaturdaten, die in Kelvin [K] vorliegen, und die Daten des Bodendrucks, die in Pascal [Pa] angegeben sind, verwendet (Meehl *et al.*, 2007a).

Bei den hier verwendeten Modellen fällt insbesondere das Modell IAP-FGOALS-g1.0 auf. Es zeigt für die Arktis Ende des 21. Jahrhundert, sowohl im März als auch im September, eine hohe Eisbedeckung. Aus diesem Grund wird das Modell nur berücksichtigt, wenn Änderungen in den Meereisdaten untersucht werden und nicht bei der Betrachtung von Absolutwerten.

Modell	Institut	Auflösung von Eis	Auflösung der Atmosphäre
BCCR-BCM2.0	Bjerknes Centre for Climate Research, Norwegen	$1^\circ \times 1^\circ$	T63 ($\sim 1.9^\circ \times 1.9^\circ$)
CCCMA-CGCM3.1(T47)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Kanada	$\sim 3.7^\circ \times 3.75^\circ$	T63 ($\sim 1.9^\circ \times 1.9^\circ$)
CCCMA-CGCM3.1(T63)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Kanada	$\sim 2.7^\circ \times 2.8125^\circ$	T47 ($\sim 2.8^\circ \times 2.8^\circ$)
CNRM-CM3	Centre National de Recherches Meteorologiques, Frankreich	$1^\circ \times 2^\circ$	T63 ($\sim 1.9^\circ \times 1.9^\circ$)
CSIRO-Mk3.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australien	$\sim 1.8^\circ \times 1.875^\circ$	T63 ($\sim 1.9^\circ \times 1.9^\circ$)
CSIRO-Mk3.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australien	$\sim 1.8^\circ \times 1.875^\circ$	T63 ($\sim 1.9^\circ \times 1.9^\circ$)
GFDL-CM2.0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	$0.3^\circ - 1^\circ \times 1^\circ$	$2.0^\circ \times 2.5^\circ$
GFDL-CM2.1	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	$0.3^\circ - 1^\circ \times 1^\circ$	$3^\circ \times 4^\circ$
GISS-AOM	Goddard Institute for Space Studies, USA	$3^\circ \times 4^\circ$	$4^\circ \times 5^\circ$
GISS-MODEL-E-H	Goddard Institute for Space Studies, USA	/	$4^\circ \times 5^\circ$
GISS-MODEL-E-R	Goddard Institute for Space Studies, USA	$2^\circ - 4^\circ \times 5^\circ$	$4^\circ \times 5^\circ$
IAP-FGOALS-g1.0	Institute of Atmospheric Physics, China	$1^\circ \times 1^\circ$	T42 ($\sim 2.8^\circ \times 2.8^\circ$)
INGV-ECHAM4 ¹	National Institut of Geophysics and Volcanology, Italien	$1^\circ \times 2^\circ$	$\sim 1.1^\circ \times 1.1^\circ$
INM-CM3.0	Institute for Numerical Mathematics, Russland	$2^\circ \times 2.5^\circ$	$4^\circ \times 5^\circ$
IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace, Frankreich	$2^\circ \times 1^\circ$	$2.5^\circ \times 3.75^\circ$
MIROC3.2(hires)	Center for Climate System Research, Japan	$\sim 0.5^\circ \times 1.125^\circ$	T106 ($\sim 1.1^\circ \times 1.1^\circ$)
MIROC3.2(medres)	Center for Climate System Research, Japan	$1^\circ \times 1^\circ$	T42 ($\sim 2.8^\circ \times 2.8^\circ$)
MPI-ECHAM5 ²	Max Planck Institut für Meteorologie, Deutschland	$1^\circ \times 1^\circ$	T63 ($\sim 1.9^\circ \times 1.9^\circ$)
MIUB-ECHAM5 ¹	Meteorological Institute University of Bonn, Deutschland	$\sim 1.1^\circ - 2.8^\circ \times 2.8^\circ$	T30 ($\sim 3.9^\circ \times 3.9^\circ$)
MRI-CGCM2.3.2A	Meteorological Research Institute, Japan	$0.5^\circ - 2^\circ \times 2.5^\circ$	T42 ($\sim 2.8^\circ \times 2.8^\circ$)
NCAR-CCSM3.0	National Center for Atmospheric Research, USA	$0.09^\circ - 0.5^\circ \times 1.125^\circ$	T85 ($1.4^\circ \times 1.4^\circ$)
NCAR-PCM1 ¹	National Center for Atmospheric Research, USA	$1^\circ \times 1^\circ$	$\sim 2.8^\circ \times 2.8^\circ$
UKMO-HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, UK	$1.25^\circ \times 1.25^\circ$	$2.5^\circ \times 3.75^\circ$
UKMO-HadGEM1 ²	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, UK	$0.09^\circ - 1^\circ \times 1^\circ$	$\sim 1.3^\circ \times 1.9^\circ$
Beobachtungen	Met Office Hadley Centre	$1^\circ \times 1^\circ$	$5^\circ \times 5^\circ$

Tabelle 2.1: Die verwendeten IPCC-Modelle, die Beobachtungsdaten und ihre Auflösung des Meereises und der Atmosphäre. Es werden nicht immer alle Modelle verwendet, da nicht immer alle Daten vorlagen. Diese Tabelle ist angelehnt an die Tabelle aus Randall *et al.*, 2007, Tabelle 8.1. Die Angaben der Größen der Gitter sind in einem gausschem Gitter beziehungsweise, wenn ein T-Gitter angegeben ist, ist dieses eine dreieckige (triangulare) Gitterauflösung und in Klammern dahinter die entsprechende Gitterauflösung in einem gausschem Gitter. Von den mit ¹ gekennzeichneten Modellen gibt es nur die Kontrollläufe und von den mit ² gekennzeichneten Modellen gibt es keine Kontrollläufe für die Meereiskonzentration.

2.2 Met Office Hadley Centre Beobachtungsdaten

Um einen Eindruck zu bekommen, wie gut die verschiedenen IPCC-Modelle die Meereiskonzentration, beziehungsweise die 2m-Oberflächentemperatur, simulieren, werden die Modelldaten mit Beobachtungsdaten vom Met Office Hadley Centre verglichen. Diese Daten sind auf der Seite des Met Office Hadley Centre (<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/>) verfügbar.

2.2.1 Daten für die Meereiskonzentration

Für die Meereiskonzentration wird der Datensatz HadISST1 verwendet. Diese Daten starten im Januar 1871 und enden im April 2011 und liegen auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter vor. Dieser Datensatz setzt sich aus verschiedenen historischen Datensätzen, die auf In-Situ-Beobachtungen basieren, und jüngeren Datensätzen, die mit Hilfe von passiven Mikrowellen ermittelt wurden, zusammen (Rayner, 2003). Die einzelnen Datensätze besitzen somit eine unterschiedliche Genauigkeit. Aus diesen Daten wurde ein möglichst homogener Datensatz erstellt.

Für die nördliche Hemisphäre wurden als historische Daten unter anderem die von Walsh (siehe Rayner (2003)) zusammengetragenen Daten verwendet. Für die Jahre 1871-1900 wurde eine Klimatologie von angepassten mittleren monatlichen Werten der Jahre 1901-1930 benutzt. Für den Zeitraum 1901 bis Oktober 1978 wurde der Datensatz von Walsh verwendet. Dieser enthält jedoch keine oder nur periodische Daten für die Great Lakes, die japanische See, den Ostseeraum und den Sankt-Lorenz-Golf. Für die Great Lakes wurde von 1960 bis 1979 ein weiterer Datensatz von Assel herangezogen (Rayner, 2003). Er wurde zum Erstellen einer Klimatologie für die Zeit vor 1960 genutzt. Für die anderen Regionen wurden aus den Messungen mit passiven Mikrowellen Klimatologien für den Zeitraum vor 1979 erstellt.

Für den Zeitraum von November 1978 bis Dezember 1996 wurde der Datensatz des Goddard Space Flight Center (GSFC) genutzt, der sich aus Daten passiver Mikrowellenmessungen zusammensetzt. Hierfür wurden Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) und Special Sensor Microwave/ Imager (SSM/I) verwendet. Zusätzlich wurden für den Zeitraum von 1973-1994 auf die handgezeichneten U.S. National Ice Center (NIC) Analysen zurückgehenden Daten genutzt, welche zur Kalibrierung der Sommermikrowellendaten genutzt wurden. Ab 1997 wurden Daten vom National Center for Environmental Prediction (NCEP) genutzt. Dieser Datensatz wird regelmäßig zum aktualisieren des HadISST1 Datensatzes genutzt.

Hier werden hauptsächlich die Daten ab 1960 genutzt, da nach 1960 vermehrt Mikrowellendaten vorhanden sind. Diese können die Meereisausdehnung besser auflösen, als die aus verschiedenen Beobachtungen zusammengetragenen Daten, die in dem Zeitraum davor verwendet wurden.

2.2.2 Daten für die Oberflächentemperatur

Für die 2m-Oberflächentemperatur-Beobachtungsdaten wird der Datensatz HadCRUT3 verwendet. Die Daten für die 2m-Oberflächentemperatur starten 1850 und enden im Juni 2011. Sie liegen auf einem $5^\circ \times 5^\circ$ Gitter vor. Dieser Datensatz setzt sich ebenfalls aus verschiedenen Datensätzen zusammen (Brohan *et al.*, 2006). Die Temperaturdaten über Land stammen aus dem Datensatz HadCRUT. Dieses ist eine Sammlung homogenisierter und monatlich gemittelter Temperaturen, die auf ihre Qualität hin kontrolliert wurden. Durch einen Vergleich mit ERA-40-Reanalysedaten wurden Ausreißer identifiziert und korrigiert, beziehungsweise entfernt. Die Daten, die über Ozeanen gemessen wurden, stammen aus dem Datensatz HadSST2.

Diese Daten setzen sich aus In-Situ-Schiffsbeobachtungen und Bojenbeobachtungen aus dem neuem “International Comprehensive Ocean-Atmosphere” Datensatz zusammen. Diese beiden Datensätze wurden kombiniert (*Brohan et al.*, 2006).

Kapitel 3

Methoden

In diesem Kapitel werden die Methoden, die in der Arbeit zur Bearbeitung und zur Auswertung der Daten verwendet werden, beschrieben. Zunächst wird darauf eingegangen, wie die Modell- und Beobachtungsdaten für das Meereis bearbeitet werden, um sie für weitere Berechnungen zu nutzen. Danach werden die einzelnen Methoden beschrieben, die zur Auswertung der Daten genutzt werden.

3.1 Bearbeitung der Eisdaten

Mit Hilfe der Daten der Meereiskonzentration (SIC) und der Meereisdicke (SIT) können die Parameter der Meereisausdehnung (SIE) und des Meereisvolumens (SIV) berechnet werden. Im Folgenden Abschnitt wird dieses beschrieben.

3.1.1 Berechnung der Fläche einer Gitterbox

Die Daten befinden sich auf einem $2^\circ \times 2^\circ$ Gitter. Unter den Annahmen, dass die Erde näherungsweise eine Kugelgestalt besitzt und eine Gitterbox durch ein Trapez angenähert werden kann, führt dies dazu, dass sich die Fläche der Gitterboxen mit den Breitengraden ändert. Das muss in den weiteren Rechnungen berücksichtigt werden, da dieses gerade in den polaren Regionen einen Einfluss auf die Gewichtung der Daten hat. Die Fläche einer Gitterbox auf einem bestimmten Breitengrad berechnet sich durch:

$$F(lon, lat_0) = \frac{a(lon, lat_0) + b(lon, lat_1)}{2h} \quad (3.1)$$

Hier sind a und b jeweils die Länge des oberen (lat_1) beziehungsweise des unteren Breitengrades (lat_0) der Gitterbox und $h = 111,32 \text{ km}^2$ die Länge eines Längengrades zwischen zwei Breitengraden. Dabei berechnen sich a und b wie folgt:

$$a(lon, lat_0) = 60 * 1,8553 \text{ km} \cos(lat_0)$$

$$b(lon, lat_1) = 60 * 1,8553 \text{ km} \cos(lat_1)$$

Ein Grad besteht aus 60 Bogenminuten und eine Bogenminute hat eine Länge von 1,8553 km.

3.1.2 Meereiskonzentration und Meereisausdehnung

Die Meereiskonzentration in den Daten ist als der eisbedeckte Anteil einer Gitterzelle in Prozent angegeben und liegt in den Dimensionen des Ortes (Längengrad, Breitengrad) und der Zeit vor. In den folgenden Berechnungen wird davon ausgegangen, dass sich die Meereiskonzentration im Intervall $[0, 1]$ befindet. Somit lässt sich mit Hilfe der Fläche der jeweiligen Gitterbox die Meereisausdehnung in km^2 wie folgt berechnen:

$$SIE(lon, lat, t) = SIC(lon, lat, t) * F(lon, lat). \quad (3.2)$$

Die Zeitserie der Meereisausdehnung lässt sich mit Hilfe eines Flächenintegrals über die Länge und die Breite berechnen:

$$z_{SIE}(t) = \int_F SIE(F, t) dF. \quad (3.3)$$

3.1.3 Meereisdicke

Die Meereisdicke ist in m gegeben. Die Zeitserie der Meereisdicke lässt sich mit Hilfe eines Mittels der Meereisdicke über die Länge und Breite berechnen. Hierbei wird nur über Gitterboxen gemittelt, welche mit Eis bedeckt sind. Bei der Mittelung der Meereisdicke müssen die Einzelwerte mit der Fläche gewichtet werden:

$$z_{SIT}(t) = \overline{SIT(F, t)}^F \quad (3.4)$$

3.1.4 Meereisvolumen

Das Meereisvolumen kann mit Hilfe des Meereisausdehnung und der Meereisdicke wie folgt berechnen werden:

$$SIV(lon, lat, t) = SIT(lon, lat, t) * SIE(lon, lat, t). \quad (3.5)$$

Die Zeitserie des Meereisvolumens lässt sich, wie oben in Kapitel 3.1.2, mit Hilfe eines Flächenintegrals über die Länge und Breite berechnen:

$$z_{SIV}(t) = \int_F SIV(F, t) dF \quad (3.6)$$

3.2 Statistische Methoden

Die nachfolgenden statistischen Methoden, die in dieser Arbeit verwendet werden, basieren auf Darstellungsformen von *Dommenget* (2008), von *von Storch und Zwiers* (1999) und *Sachs* (1993). Für diese Methoden gibt es die Möglichkeit die kontinuierlichen Verteilungsfunktionen oder die diskreten Verteilungsfunktionen zu verwenden. Da die Daten von Klimamodellen in diskreten Stichproben der Dimensionen Ort (Längengrad, Breitengrad) und Zeit vorliegen, werden die diskretisierten Formeln verwendet. Dieses wird jeweils für eine Zufallsgröße $\hat{X} = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ mit einer Stichprobengröße n berechnet.

3.2.1 Amplitude und Phase

Mit Hilfe der Amplitude und der Phase kann der Jahresgang beschrieben werden. Dieser lässt sich mit einem Fourieransatz nach *Granger und Hatanaka* (1964) berechnen.

Hierfür wird zunächst der Trend aus der Zeitserie entfernt, indem ein 13-monatiges gleitendes Mittel von der ursprünglichen Zeitserie abgezogen wird. Um die Phase und Amplitude einer bestimmten Frequenz zu berechnen wird die Zeitserie ohne Trend, $z(t)$, mit den Funktionen $\sin(2\pi f_0 t)$ und $\cos(2\pi f_0 t)$ multipliziert. Für die Frequenz f_0 gilt hier:

$$f_0 = \frac{1}{12} \frac{1}{\text{Monat}}.$$

Damit erhält man zwei neue Zeitserien:

$$x(t) = \mathcal{F}(z(t)\sin(2\pi f_0 t)),$$

$$y(t) = \mathcal{F}(z(t)\cos(2\pi f_0 t)).$$

\mathcal{F} ist hier ein Tiefpassfilter. Als solcher wird hier ein 61-monatiges gleitendes Mittel verwendet. Die Amplitude A und Phase ϕ können dann wie folgt berechnet werden:

$$A(t) = 2\sqrt{(x^2(t) + y^2(t))}, \quad (3.7)$$

$$\phi(t) = \text{atan}\left(\frac{x(t)}{y(t)}\right). \quad (3.8)$$

3.2.2 Kovarianz, Korrelation und erklärte Varianz

Die Kovarianz zwischen zwei Zufallsvariablen \hat{X} und \hat{Y} ist durch die folgende Gleichung gegeben:

$$\text{Cov}(\hat{X}, \hat{Y}) = \mathcal{E}((\hat{X} - \mu_X)(\hat{Y} - \mu_Y)). \quad (3.9)$$

Hier sind μ_X und μ_Y die jeweiligen Mittelwerte von \hat{X} und \hat{Y} und \mathcal{E} ist der Erwartungswert. Die Kovarianz gibt die Tendenz zweier Zufallsvariablen an miteinander zu variieren. Er kann im Gegensatz zur Varianz positive und negative Werte annehmen. Wenn er negativ ist, sind die beiden Variablen gegenläufig, bei einem positiven Wert variieren sie zusammen und bei einem Wert gleich oder nahe bei Null sind die Variablen unabhängig voneinander.

Mit Hilfe der Kovarianz kann dann die Korrelation berechnet werden, sie ist die normierte Kovarianz:

$$\rho_{XY} = \frac{\text{Cov}(\hat{X}, \hat{Y})}{\sigma_X \sigma_Y}. \quad (3.10)$$

Die Korrelation hat Werte im Intervall $[-1, 1]$ und ist ein Maß für den linearen Zusammenhang der beiden Zufallsvariablen. Hier gilt ebenfalls bei einem Wert gleich oder nahe bei Null sind die beiden Variablen unkorreliert bei einem Wert größer Null zeigen sie die Tendenz zusammen zu variieren und bei einem Wert kleiner Null variieren sie gegenläufig. Allerdings ist zu beachten, dass auch bei einem Wert von $\rho_{XY} = 0$ ein Zusammenhang bestehen kann, dieser jedoch nicht linear ist. Ebenso kann es sein, dass zwei Variablen, deren Korrelation ungleich Null ist, nicht direkt miteinander korreliert sind, sondern von einer dritten Variablen abhängen.

Die erklärte Varianz ist die quadrierte Korrelation, ρ_{XY}^2 , und hat Werte im Intervall $[0, 1]$. Sie kann als der Anteil der Varianz der Variablen interpretiert werden, der durch ein lineares Modell der anderen repräsentiert wird.

3.2.3 Lineare Regression

Die lineare Regression ist eine Methode, mit deren Hilfe eine Gerade durch eine Punktwolke gelegt wird, so dass der Abstand zwischen der Geraden und den Punkten minimal wird. Somit kann die lineare Abhängigkeit einer Variablen \hat{Y} , hier die Einflussvariable, von einer Zufallsvariablen \hat{X} beschrieben werden. Der lineare Zusammenhang zwischen diesen beiden Variablen kann wie folgt beschrieben werden:

$$y_i = b + mx_i + e_i, \quad i = 1, \dots, n \quad (3.11)$$

wobei $\hat{E} = \{e_1, e_2, \dots, e_n\}$ ebenfalls eine Zufallsvariable ist und das Residuum darstellt, welches der Abstand zwischen dem Punkt und der Geraden ist. b stellt dann den Schnittpunkt mit der y-Achse und m die Steigung der Regressionsgeraden dar. Die Steigung m der Geraden lässt sich berechnen durch:

$$m = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu_X)(y_i - \mu_Y)}{\widehat{\sigma_X}^2} \quad (3.12)$$

und der Schnittpunkt mit der y-Achse durch:

$$b = \mu_Y - m\mu_X. \quad (3.13)$$

Da hier beide Variablen Zufallsvariablen sind, kann für beide Variablen eine Regressionsgerade berechnet werden. Es kann von den beiden Situationen ausgegangen werden, dass \hat{X} die Zufallsvariable und \hat{Y} die Einflussgröße ist, dann ergibt sich die Regressionsgerade $x_i = b_{XY} + m_{XY}y_i$ oder \hat{Y} ist die Zufallsvariable und \hat{X} entsprechend die Einflussgröße, dann ergibt sich die Regressionsgerade $y_i = b_{YX} + m_{YX}x_i$. Das eine Mal wird so der vertikale und das andere Mal der horizontale Abstand zwischen der Gerade und der Punktwolke verringert. Diese beiden Geraden schneiden sich dann im Schwerpunkt der Punktwolke und bilden somit in dem Schwerpunkt eine Schere. Je kleiner der Öffnungswinkel im Schnittpunkt zwischen den beiden Geraden ist, umso größer ist der Zusammenhang zwischen den beiden Variablen. Dieser Ansatz zur Bewertung der Qualität eines linearen Modells ist ähnlich der erklärten Varianz.

3.2.4 Signal-Rausch-Verhältnis

Das Signal-Rausch-Verhältnis wurde in *Hawkins und Sutton* (2009) als Qualitätsmerkmal auf Klimamodellrechnungen angewendet. Sie berechneten es zur Verwendung mehrerer Szenarien, somit werden hier die Gleichungen auf ein Szenario reduziert. Das Signal-Rausch-Verhältnis stellt ein Maß für die Qualität eines Signals dar, das aus einem Nutzsignal besteht, welches von einem Rauschsignal überlagert wird. Das Nutzsignal ist beispielsweise die Abnahme der Meereisausdehnung und das Rauschsignal entsteht durch die Modell interne Variabilität. Bei einem Wert größer als Eins ist das Signal größer als das Rauschen und bei einem Wert kleiner als Eins ist das Rauschen größer. Ist der Wert gleich Eins sind beide Signale gleich groß.

Nach *Hawkins und Sutton* (2009) kann jede Vorhersage \hat{X} für ein Modell m zu einem Zeitpunkt t aufgespalten werden in einen Referenzwert i , in ein angepasstes Polynom vierter Ordnung x und einen Rest ϵ , der die interne Variabilität darstellt, so dass die Gleichung gilt:

$$\hat{X}(m, t) = x(m, t) + i(m) + \epsilon(m, t) \quad (3.14)$$

Als Referenzwert wird das Mittel über den Zeitraum 1971 bis 2000 genutzt.

Die Modelle können mit Hilfe des Abstands zu den Beobachtungsdaten gewichtet werden. Der Gewichtungsfaktor für jedes Modell lässt sich nach der folgenden Formel berechnen:

$$w(m) = \frac{1}{x_{obs} + \|x(m, 2000) - x_{obs}\|} \quad (3.15)$$

Hier ist $x(m, 2000)$ die globale mittlere Erwärmung im Jahr 2000, relativ zu dem Zeitraum 1971 bis 2000, und x_{obs} der Wert für die Beobachtungsdaten. Dieser Wert kann auf die folgende Weise normalisiert werden:

$$W(m) = \frac{w(m)}{\sum_m w(m)}. \quad (3.16)$$

Die interne Variabilität eines Modells kann definiert werden als die Varianz des Rests von der Anpassung und ist unabhängig von der Zeit, das heißt, dass auch V unabhängig von der Zeit ist. Das Multi Model Mean dieser Varianz kann als die Komponente der internen Variabilität V betrachtet werden.

$$V = \sum_m var_t(\epsilon_{m,t}) \quad (3.17)$$

Hier ist var_t die Varianz über die Zeit.

Die Modellunsicherheit M kann mit Hilfe der gewichteten Varianz var_m^W wie folgt berechnet werden:

$$M(t) = var_m^W(x_{m,t}). \quad (3.18)$$

Mit Hilfe der letzten beiden Werte kann dann die totale Varianz T berechnet werden:

$$T(t) = V + M(t). \quad (3.19)$$

Die mittlere Änderung aller Vorhersagen G über den Referenzwert ist:

$$G(t) = \sum_m W(m)x(m, t). \quad (3.20)$$

Damit lässt sich nun das Signal-zu-Rauschen-Verhältnis berechnen. Für ein 90%-Konfidenzintervall gilt dann:

$$S(t) = \frac{G(t)}{1.65\sqrt{T(t)}}. \quad (3.21)$$

Kapitel 4

Regionen in der Arktis und ihre Darstellung in Klimamodellen

Die Arktis lässt sich in einzelne Regionen, beziehungsweise Randmeere, unterteilen, die hier zusätzlich zur gesamten Arktis betrachtet werden. Diese Regionen werden teilweise nach geographischen Gegebenheiten bestimmt, teilweise aber auch an andere Definitionen von Regionen angelehnt. Ferner werden diese Regionen in den einzelnen Klimamodellen unterschiedlich aufgelöst. Das ist besonders auffällig bei sehr kleinen Regionen und bei Regionen, die viele kleine Inseln enthalten, die ebenfalls unterschiedlich von den Modellen aufgelöst werden. Des Weiteren wird hier kurz auf die Besonderheiten einiger ausgewählter Regionen eingegangen.

4.1 Einteilung der Arktis in Regionen

Die Arktis wird in dieser Arbeit in 13 Randmeere und Regionen aufgespalten, wie in Abbildung 4.1 dargestellt. Eine dieser Regionen ist die Zentralarktis. Diese wird in der Abbildung 4.1 nördlich von 81°N betrachtet. Aufgrund der Interpolation der Daten auf ein $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ -Gitter weicht diese Betrachtung von der sonst üblichen ab, welche ab 80°N ist.

Die Gebiete GIN-See (Grönland-Island-Norwegen-See), Beringmeer, kanadisches Archipel, Hudson Bay und Ochotskisches Meer werden nach *Gloersen et al.* (1992, Kapitel 3.1) eingeteilt, ebenso das Gebiet, welches in der Abbildung 4.1 als Labradorsee zusammengefasst wird (*Gloersen et al.*, 1992, Kapitel 3.1). Es setzt sich aus den Gebieten Baffin Bay, Davisstraße und Labradorsee zusammen. Die genauen Einteilungen der Regionen sind in Tabelle A.1 zu finden.

Die Einteilung der anderen Gebiete orientiert sich größtenteils an den geographischen Gegebenheiten. So wird beispielsweise die Barentssee im Westen durch Spitzbergen, im Osten durch Franz-Josef-Land und Nowaja Semlja, im Süden durch Eurasien und im Norden durch die Zentralarktis begrenzt (*Gloersen et al.*, 1992, Kapitel 3.1). Dieses wird ähnlich bei der Karasee, der Laptevsee, der Ostsibirischen See, der Tschuktschensee und der Beaufortsee gemacht.

Im Folgenden werden nicht alle Regionen betrachtet. Das Augenmerk liegt zumeist auf den Regionen und Randmeeren, wie der Labradorsee, der GIN, der Barentssee, der Laptevsee und der Ostsibirische See, sowie der Zentralarktis und der gesamten Arktis. Die Regionen der Zentralarktis und die gesamte Arktis werden im Besonderen betrachtet, ebenso wie die Barentssee. Auf sie wird in Kapitel 8 noch einmal gesondert eingegangen.

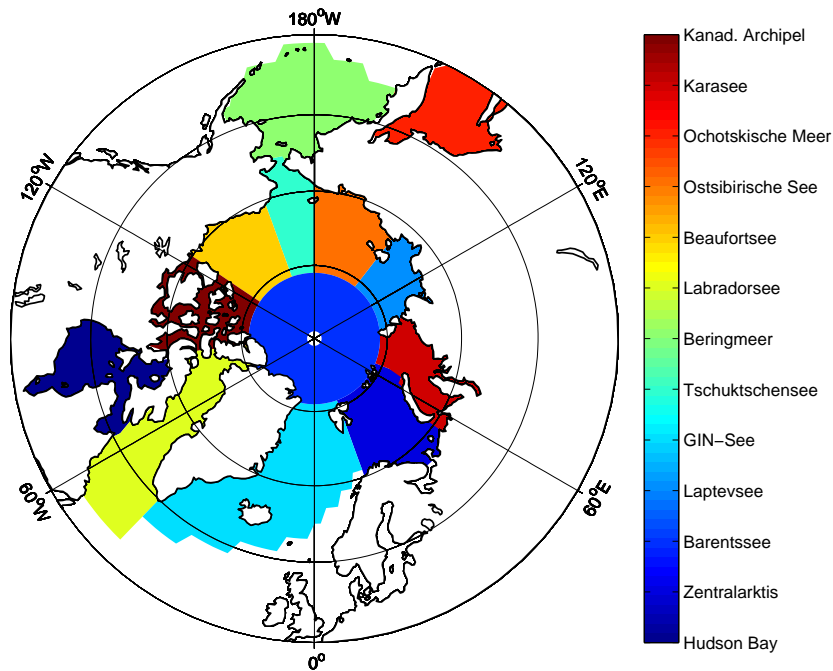


Abbildung 4.1: Die Aufteilung der Arktis in einzelne Randmeere, beziehungsweise in einzelne Regionen; die einzelnen Regionen sind jeweils in verschiedenen Farben gekennzeichnet; sie sind unter anderem nach geographischen Gegebenheiten eingeteilt.

4.2 Besonderheiten von ausgewählten Regionen

Zwischen den einzelnen Regionen der Arktis variiert das Klima. Am kältesten ist es in Nordkanada und am wärmsten sind die Regionen der GIN-See, Barentssee und Tschuktschensee (*Overland et al.*, 1997). Hier werden von einigen Randmeeren kurz die Besonderheiten vorgestellt. Es wird das Gebiet der Barents- und Karasee näher betrachtet, da dieses eine besondere Klimasensitivität aufweist und darauf noch einmal in Kapitel 8 eingegangen wird. Des Weiteren werden die Labradorsee und die GIN-See kurz vorgestellt, da dieses unter anderem Gebiete der Tiefenwasserbildung sind. Ein weiterer Punkt ist, wie bereits in Kapitel 1 beschrieben wurde, dass die Gebiete durch die NAO in einem Bezug zueinander stehen. Durch die großräumigen Zirkulationen besteht ein Zusammenhang zwischen der Labradorsee, der GIN-See und der Barentssee in Form einer Schwankung in der Meereisausdehnung (*Krahmann und Visbeck*, 2003).

4.2.1 Barentssee und Karasee

Die Barentssee und Karasee werden durch die Insel Nowaja Semlja getrennt und es kommt ebenfalls zu einer Trennung der Wassermassen in den beiden Randmeeren. In der Karasee befindet sich kaltes arktisches Wasser, während sich in der Barentssee wärmeres Wasser aufgrund des relativ warmen Norwegenstroms befindet (*Gloersen et al.*, 1992, Kapitel 3.9). Das hat Unterschiede in der Eisbedeckung zur Folge. Während die Karasee das ganze Jahr über eine relativ große Eisbedeckung aufweist, ist die Barentssee auch im Winter stellenweise eisfrei (*Gloersen et al.*, 1992, Kapitel 3.9).

Vinje (2001) schloss aus Beobachtungen, dass es um 1800 in der Barentssee die größte Meereisausdehnung gab. Sie hing mit der kleinen Eiszeit und der damit verbundenen Temperaturabnahme zusammen (*Vinje*, 2001). Hingegen gelang es Petermann und Koldewey im Sommer 1868 auf der ersten deutschen Nordpolar-Expedition nördlich von Spitzbergen bis $80^{\circ}45'N$ zu gelangen (*Venzke*, 1988). Somit war zu diesem Zeitpunkt die Eisgrenze sehr weit nördlich zu finden. In den letzten Jahren wurde unter anderem in dem Gebiet eine Meereisabnahme beobachtet, die in allen Jahreszeiten sichtbar ist, insbesondere im Winter (*Vinje*, 2001). Die jahreszeitliche Variabilität der Abnahme hängt unter anderem mit der Zunahme der Temperatur in Spitzbergen zusammen (*Vinje*, 2001). *Vinje* (2001) fand eine hohe Korrelation zwischen dem Meereis und der Temperatur in 10-Jahresmitteln in der Barentssee bis in das Jahr 1860 zurück.

Eine große Sensitivität zur NAO ist in der Barentssee zu erkennen. Das ist besonders in der Meereisausdehnung im April sichtbar (*Vinje*, 2001). Die Meereisausdehnung und der NAO-Index weisen eine negative Korrelation auf. Das bedeutet, dass bei einem hohen Index die Meereisausdehnung gering ist und umgekehrt (*Vinje*, 2001). Dieses hängt mit der von der NAO beeinflussten Zugbahn der winterlichen Tiefdruckgebiete zusammen (*Parkinson et al.*, 1999).

Die Barentssee kann für den arktischen Ozean eine Eisquelle oder eine Eissenke sein. Dieses hängt von der NAO ab (*Kwok*, 2000). Während einer niedrigen NAO-Phase wird Eis in die Barentssee transportiert und von der Barentssee in den arktischen Ozean während einer positiven NAO-Phase (*Kwok*, 2000). Ein derartiges Verhalten ist auf das Druckmuster der NAO zurückzuführen. Während einer positiven NAO-Phase ist es in diesem Gebiet wärmer, durch südlichere Winde und entsprechend weniger Eis, beziehungsweise umgekehrt (*Vinje*, 2001).

Aufgrund der Kombination der Variabilität der meteorologischen und ozeanographischen Effekte ist die Variabilität des Meereises in der Barentssee insgesamt hoch.

4.2.2 Labradorsee

Das Gebiet der Labradorsee hat einen relativ großen Jahresgang in der Eisbedeckung. Dies hängt unter anderem damit zusammen, dass auch dieses Gebiet sowohl von ozeanographischen als auch von meteorologischen Effekten stark beeinflusst wird. Im Ozean wird es von dem relativ warmen Westgrönlandstrom beeinflusst, der auf der Westseite Grönlands zunächst nach Norden fließt. Das führt dazu, dass der Ostteil des Gebietes im Winter erst später zufriert, beziehungsweise ein Teil dieses Gebietes nie ganz zufriert. Des Weiteren wird dieses Gebiet meteorologisch von der NAO beeinflusst (*Gloersen et al.*, 1992, Kapitel 3.6), was Auswirkungen auf die Eisbildung in diesem Gebiet hat.

Die Labradorsee zeigt ein ähnlich sensibles Verhalten wie die Barentssee, auch wenn dieses geringer ist als das der Barentssee. Die Meereisausdehnung ist in diesem Gebiet mit dem NAO-Index korreliert und entsprechend mit der Meereisausdehnung in der Barentssee anti-korreliert (*Vinje*, 2001). Das hängt mit dem Windfeld der NAO zusammen, das sich aus der Druckverteilung ergibt (*Krahmann und Visbeck*, 2003).

In der Labradorsee führt der Einfluss der NAO zu der Besonderheit, dass dort eines der Gebiete befindet, in dem Tiefenwasser gebildet wird. Damit Tiefenwasser gebildet werden kann, muss sich im Inneren der Labradorsee eine dünne Mischschicht mit einer schwachen Schichtung darunter ausbilden können. Daraus können dann die Konvektionszellen zur Bildung von Tiefenwasser entstehen, wodurch kaltes und schweres Wasser von der Oberfläche in die Tiefe und relativ warmes und leichtes Wasser aus der Tiefe an die Oberfläche transportiert wird

(Marshall und Schott, 1999). Die Bildung wird ebenfalls von der NAO beeinflusst. Während einer positiven NAO-Phase ist es in diesem Bereich kälter und somit wird die Konvektion verstärkt. Es wird relativ kaltes und frisches Labradorseewasser gebildet. Hingegen ist die Tiefenwasserbildung während einer negativen Phase schwächer und das Wasser wärmer und salzreicher (Greene und Pershing, 2000).

4.2.3 Grönland-Island-Norwegen-See

Das Gebiet der GIN-See nimmt genauso wie die beiden anderen oben genannten Gebiete eine Sonderrolle ein. Es ist durch die Framstraße mit dem arktischen Ozean verbunden. In der GIN-See variiert die maximale Ausdehnung des Meereises stark, sowohl zeitlich als auch räumlich. Dieses hängt mit der Advektion von Eis aus dem arktischen Ozean zusammen, vor allem mehrjähriges Eis wird aus der Zentralarktis advehiert. Somit variiert die Ausdehnung sowohl innerhalb eines Jahres, als auch zwischen den einzelnen Jahren (Gloersen *et al.*, 1992, Kapitel 3.8).

Hier besteht wieder eine Verbindung dieses Gebietes zur NAO. Es treten dann ähnliche Bedingungen auf, wie oben für die Barentssee beschrieben (Vinje, 2001). Somit ist während einer negativen NAO-Phase der Eistransport durch die Framstraße aus dem Arktischen Ozean in die GIN-See geringer als bei einer positiven NAO-Phase (Kwok, 2000). Dadurch treten in der Grönlandsee und Islandsee besonders geringe Meereisausdehnungen auf, wenn das Islandtief schwach ausgeprägt ist (Vinje, 1980; Vinje, 2001).

Des Weiteren wird auch in dieser Region Tiefenwasser gebildet. In dem Gebiet findet, wie in der Labradorsee, entsprechend der NAO-Phase die Bildung statt. Daher wird in der GIN-See bei einem negativen Index verstärkt Tiefenwasser gebildet und entsprechend bei einem positiven Index weniger (Greene und Pershing, 2000).

Ein weiterer Punkt ist, dass sich bei geringen Windgeschwindigkeiten über dem Molloytief (79°8'N und 2°50'E, Meerestiefe) ein Eisvorsprung ausbildet. Dieser entsteht durch einen Wirbel, der sich dort regelmäßig bildet und Eis von der Eiskante wegtransportiert (Gloersen *et al.*, 1992, Kapitel 3.8).

4.3 Auflösung der Regionen in Klimamodellen

Klimamodelle lösen die einzelnen Regionen unterschiedlich auf. Die Genauigkeit hängt von der Gitterauflösung des Modells ab und davon, welche Inseln und Inselgruppen aufgelöst werden können. Dieses hat wiederum einen Einfluss auf die Meereisausdehnung in den jeweiligen Regionen.

Im Folgenden werden nicht nur Anomalien, sondern auch absolute Werte betrachtet. Ein Teil der variierenden Anfangswerte der absoluten Meereisausdehnung in den Modellen kann auf die unterschiedliche Auflösung der Regionen in den Modellen zurückgeführt werden. Somit hilft die Betrachtung der Auflösung der Regionen bei der Abschätzung der unterschiedlichen Anfangswerte der Meereisausdehnung in den Modellen.

Es sind nur teilweise Landmasken der einzelnen Klimamodelle mit der Auflösung des Ozeanmodells verfügbar. Diese Modelle sind in den Tabellen A.2, A.3, A.4 und A.5 mit ¹ gekennzeichnet. Die Landmasken der Modelle stellen die Landverteilung mit einer unterschiedlichen Genauigkeit dar. In einigen Modellen ist die prozentuale Bedeckung der Gitterbox mit Land angegeben, andere Modelle haben hingegen nur Gitterboxen, die entweder mit Land oder mit

Wasser bedeckt sind. Wenn keine Landmaske des Ozeanmodells vorhanden ist, wird mit Hilfe der Daten der Meereiskonzentration oder des Salzgehaltes eine Landmaske erstellt. Das hat zur Folge, dass es nur Gitterboxen gibt, die entweder Land oder Ozean darstellen, und kein prozentualer Anteil der Landbedeckung angegeben werden kann. Somit ist dieses Ergebnis fehlerbehaftet, da die jeweiligen Regionen eher größer dargestellt werden, als sie tatsächlich sind, denn, wie in Kapitel 2.1 beschrieben, wird in den Daten der Meereiskonzentration immer der Anteil der mit Eis bedeckten Fläche einer Gitterbox angegeben. Dadurch entsteht ein Fehler in den Küstenregionen. Damit kann auch der relativ große Unterschied in den Tabellen zwischen den Werten des $2^\circ \times 2^\circ$ -Gitternetzes und den anderen Gittern erklärt werden. Mit Hilfe der Landmasken wird die Größe der jeweiligen Regionen in den Klimamodellen berechnet.

Des Weiteren sind drei Modelle mit einer ² gekennzeichnet. Diese Modelle enthalten teilweise keine Inseln, wie beispielsweise Spitzbergen.

Die Tabellen A.2, A.3, A.4 und A.5 im Anhang zeigen, dass die einzelnen Regionen in den verschiedenen Modellen sehr unterschiedlich aufgelöst werden. Das noch einmal beispielhaft für die Barentssee und die gesamte Arktis in Tabelle 4.1 dargestellt. Der größte Unterschied ist in der GIN-See zu sehen, aber auch in anderen relativ großen Regionen, wie beispielsweise der Zentralarktis oder dem Beringmeer. Diese Fehler sind auf die Gitterauflösung zurückzuführen.

Durch die unterschiedliche Auflösung entsteht auch in den anderen Regionen ein Fehler und somit kommt es bei großen Regionen zu größeren Abweichungen als bei kleineren Regionen. Eine weitere Fehlerquelle ist die Auflösung der Inseln und Inselgruppen. Diese ist beispielsweise in Regionen wie dem kanadischen Archipel und der Hudson Bay zu sehen. Jene ist vor allem im kanadischen Archipel in dem Modell IPSL-CM4 zu erkennen. Das Modell hat eine besonders kleine Auflösung, wobei zu beachten ist, dass die eigentliche Landmaske nicht vorhanden ist.

Allgemein ist jedoch durch einen Vergleich mit Tabelle 2.1 festzustellen, dass die Genauigkeit der ursprünglichen Gitterauflösung unabhängig von der Auflösung der jeweiligen Regionen ist. Große Abweichungen sind sowohl in großen Regionen als auch in sehr feingliedrigen Regionen festzustellen.

Modell	Barentssee in 10^6km^2 / %	Gesamtarktis in 10^6km^2
BCCR-BCM2.0 ¹	$\sim 1.4 / \sim 7.1$	~ 19.6
CCCMA-CGCM3.1(T47) ¹	$\sim 1.3 / \sim 7.8$	~ 16.7
CCCMA-CGCM3.1(T63) ¹	$\sim 1.2 / \sim 7.0$	~ 17.3
CNRM-CM3	$\sim 1.3 / \sim 7.2$	~ 18.0
CSIRO-Mk3.0 ¹	$\sim 1.4 / \sim 7.4$	~ 19.0
CSIRO-Mk3.5 ¹	$\sim 1.4 / \sim 7.4$	~ 19.0
GFDL-CM2.0 ¹	$\sim 1.4 / \sim 7.0$	~ 20.1
GFDL-CM2.1 ¹	$\sim 1.4 / \sim 7.0$	~ 20.1
GISS-AOM ¹	$\sim 1.3 / \sim 5.9$	~ 22.1
GISS-MODEL-E-R ¹	$\sim 1.2 / \sim 6.4$	~ 18.8
INM-CM3.0	$\sim 1.5 / \sim 7.7$	~ 19.4
IPSL-CM4	$\sim 1.4 / \sim 7.7$	~ 18.3
MIROC3.2(hires) ²	$\sim 0.5 / \sim 3.1$	~ 16.2
MIROC3.2(medres) ²	$\sim 0.8 / \sim 4.1$	~ 19.6
MPI-ECHAM5	$\sim 1.4 / \sim 7.1$	~ 19.8
MRI-CGCM2.3.2A	$\sim 1.5 / \sim 7.0$	~ 21.5
NCAR-CCSM3.0	$\sim 1.4 / \sim 7.0$	~ 20.1
UKMO-HadCM3 ²	$\sim 1.2 / \sim 7.8$	~ 15.4
UKMO-HadGEM1	$\sim 0.9 / \sim 4.3$	~ 20.9
$2^\circ \times 2^\circ$ -Gitternetz	$\sim 1.8 / \sim 7.2$	~ 25

Tabelle 4.1: Beispielhaft die Größe der Barentssee und gesamt Arktis, in 10^6km^2 , bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmaske, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln; die vollständigen Tabellen A.2, A.3, A.4 und A.5 sind im Anhang zu finden.

Kapitel 5

Die zeitliche Entwicklung des Meereises

Das Meereis kann unter anderem mit den Parametern der Meereisausdehnung, der Meereisdicke und des Meereisvolumens beschrieben werden. Die Meereisausdehnung, die Meereisdicke und das Meereisvolumen werden in diesem Kapitel näher betrachtet. Die drei Parameter zeigen durch den anthropogen verursachten Klimawandel eine Abnahme. Somit ist die Betrachtung von Veränderungen in den Parametern interessant.

In Beobachtungsdaten weist die nördlichen Hemisphäre im Februar/März die größte und im August/September die geringste Meereisausdehnung auf (*Alekseev et al.*, 2009). Aus diesem Grund werden die drei Parameter für März und September genauer betrachtet. Des Weiteren wird gezeigt wie sich der Jahresgang dieser drei Parameter verändert. Für den Jahresgang sollen Phase und Amplitude der Meereisausdehnung, der Meereisdicke und des Meereisvolumens genauer untersucht werden. Dieses wird jeweils für die gesamte Arktis und die einzelnen Regionen gemacht. Die Abbildungen für die gesamte Arktis, die Zentralarktis und Barentssee befinden sich in diesem Kapitel. Die restlichen Abbildungen sind im Anhang A.3 zu finden. Vorab wird über alle Daten ein fünfjähriges gleitendes Mittel gelegt.

5.1 Meereisausdehnung

Zunächst werden die Veränderungen der Meereisausdehnung betrachtet. Die simulierte Meereisausdehnung wird zusätzlich mit der beobachteten Meereisausdehnung verglichen.

5.1.1 Meereisausdehnung: März und September

Die Meereisausdehnung wird in diesem Kapitel jeweils für die Monate März und September untersucht.

In Abbildung 5.1 ist die Meereisausdehnung für März in (a) und für September in (b) jeweils für die gesamte Arktis zu erkennen. Es sind die einzelnen Modelle, das Multi Model Mean und die Beobachtungsdaten, sowie das 90ste Perzentil aller Modelldaten gezeigt. Die prognostizierte Meereisausdehnung für den März zeigt im Multi Model Mean eine Abnahme von etwa 15 Millionen km^2 auf 12 Millionen km^2 . Bei einem Vergleich der Beobachtungsdaten mit dem Multi Model Mean ist zu sehen, dass das Multi Model Mean den gesamten Zeitraum über eine höhere Ausdehnung zeigt. Außerhalb des 90sten Perzentils liegt nur das Modell GFDL-CM2.0.

Dieses weist für den gesamten Zeitraum eine sehr hohe Meereisausdehnung auf. Es simuliert circa 6 Millionen km^2 mehr Eis als die Beobachtungsdaten zeigen. Des Weiteren ist in den Modellen GFDL-CM2.1, GISS-MODEL-E-R und MRI-CGCM2.3.2a am Ende des 21. Jahrhunderts eine Meereisausdehnung simuliert, die über der derzeit beobachtbaren Ausdehnung liegt. Die Modelle zeigen unterschiedliche Änderungen der Meereisausdehnung, wie in Abbildung 5.2. Aus der Abbildung ist zu erkennen, dass die Änderung der Meereisausdehnung im September größer ist als im März.

Für den September in Abbildung 5.1 liegt die prognostizierte Meereisausdehnung, die das Multi Model Mean zeigt, im Jahr 1900 noch bei etwa 6 Millionen km^2 und fällt auf etwa 2 Millionen km^2 im Jahr 2100 ab. Bei einem Vergleich mit den Beobachtungsdaten fällt auf, dass das Multi Model Mean den gesamten Zeitraum über eine größere Meereisausdehnung zeigt. Des Weiteren fällt auf, dass drei der oben genannten Modelle, die für den März die Meereisausdehnung überschätzen, dieses für den September nicht zeigen. Das GFDL-CM2.0 prognostiziert eine ähnliche Meereisausdehnung wie das Multi Model Mean und das GFDL-CM2.1 prognostiziert eine geringere Meereisausdehnung als das Multi Model Mean. Letzteres simuliert im Jahr 1900 etwa 4 Millionen km^2 Meereis und prognostiziert bis zum Ende des 21. Jahrhunderts im September eine fast eisfreie Arktis. Die Modelle MRI-CGCM2.3.2a, CSIRO-MK3.0 und das GISS-MODEL-E-R zeigen für den September eine sehr hohe Meereisausdehnung, die den gesamten Zeitraum über größer ist als in den Beobachtungsdaten, wobei letzteres außerhalb des 90sten Perzentils liegt. Das Modell MIROC3.2 (hires) simuliert eine Meereisausdehnung unterhalb der unteren Grenze des 90sten Perzentils und prognostiziert etwa im Jahr 2040 im September eine fast eisfreie Arktis. Weiter ist zu sehen, dass viele Modelle eine Abnahme in diesen 200 Jahren von etwa 4 Millionen km^2 im September prognostizieren.

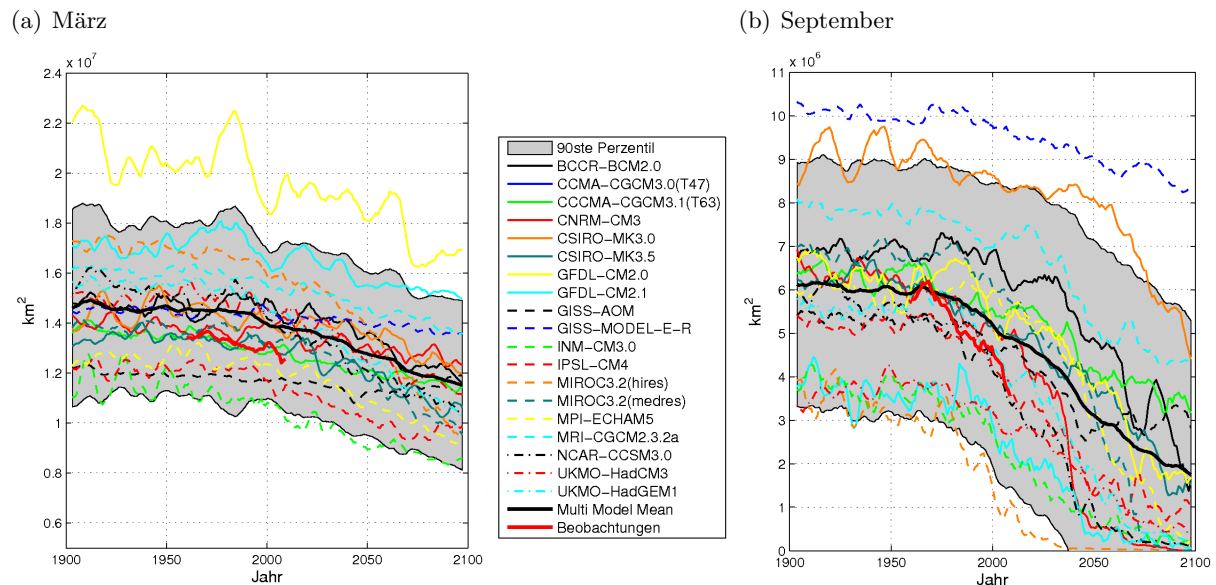


Abbildung 5.1: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der gesamten Arktis für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.

Abbildung 5.3 zeigt die beobachtete und prognostizierte Meereisausdehnung für das Gebiet der Zentralarktis. Die Meereisausdehnung für den März zeigt für diese Region eine leichte Abnahme von 2.8 Millionen km^2 auf 2.7 Millionen km^2 ab Mitte des 21. Jahrhunderts für das Multi Model Mean. Es fällt auf, dass zum Ende des 21. Jahrhunderts die Modellunsicherheit zunimmt. Einige Modelle, wie beispielsweise GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1 und MRI-CGCM2.3.2a zeigen über den gesamten Zeitraum eine geringe Sensitivität gegenüber der globalen Erwärmung. Hingegen ist in anderen Modellen, wie dem MRI-CGCM2.3.2a ein Abfall der Meereisausdehnung von 2.7 Millionen km^2 auf 2 Millionen km^2 in dem Zeitraum von 200 Jahren zu sehen. Das Multi Model Mean und die Beobachtungsdaten stimmen für den März gut überein.

Ähnliches gilt auch für den September. Hier ist die Modellunsicherheit insgesamt größer und nimmt zum Ende des 21. Jahrhunderts zu. Im Gegensatz zu der Meereisausdehnung für den März zeigen die Berechnungen für den September etwa im Jahr 1970 eine Abnahme der Meereisausdehnung. Das Multi Model Mean prognostiziert eine Abnahme in dem Zeitraum 1900 – 2100 von etwa 2.5 Millionen km^2 auf 1 Millionen km^2 . Der Vergleich der Beobachtungsdaten mit den Modelldaten zeigt für den September eine geringere Übereinstimmung als für den März. Das Multi Model Mean zeigt fast immer eine geringere Meereisausdehnung als die Beobachtungsdaten. Ab den 1990er Jahren wird der Abstand zwischen dem Multi Model Mean und den Beobachtungsdaten geringer. Einige Modelle, wie beispielsweise das GISS-MODEL-E-R zeigen in dem gesamten Zeitraum keine oder nur eine sehr geringe Abnahme der Meereisausdehnung, während andere Modelle, wie beispielsweise das MIROC3.2 (hires) und das CNRM-CM3 eine starke Abnahme zeigen. In diesen beiden Modellen wird eine fast eisfreie Zentralarktis am Ende des 21. Jahrhunderts prognostiziert.

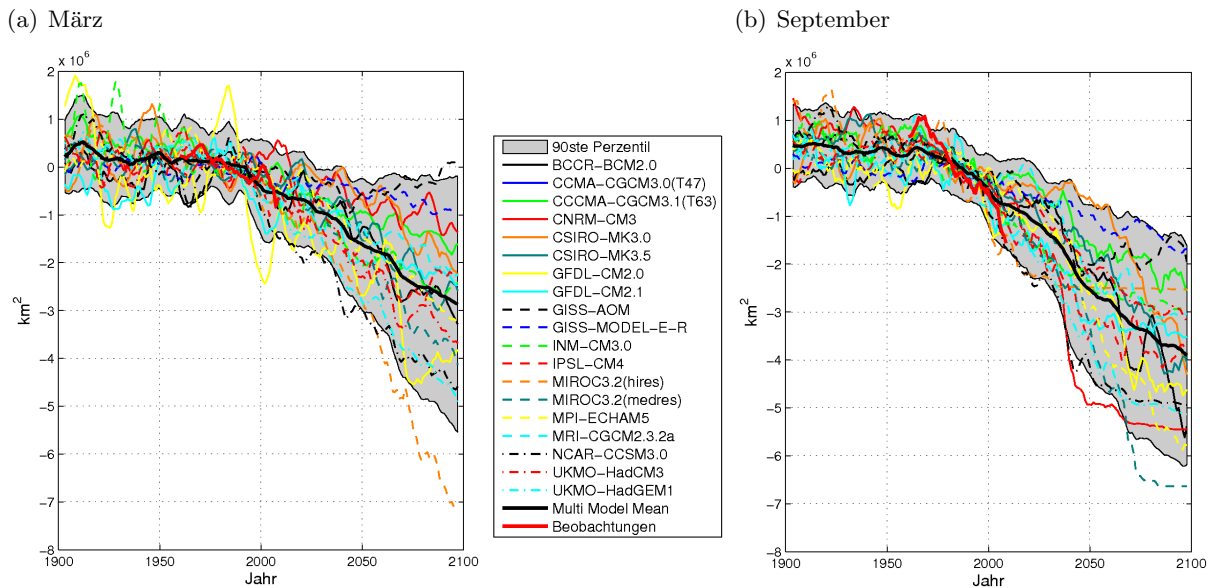


Abbildung 5.2: Die zeitliche Änderung der prognostizierten Meereisausdehnung der gesamten **Arktis** für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Änderung der Meereisausdehnung für den März und in (b) die Änderung der Meereisausdehnung für den September dargestellt.

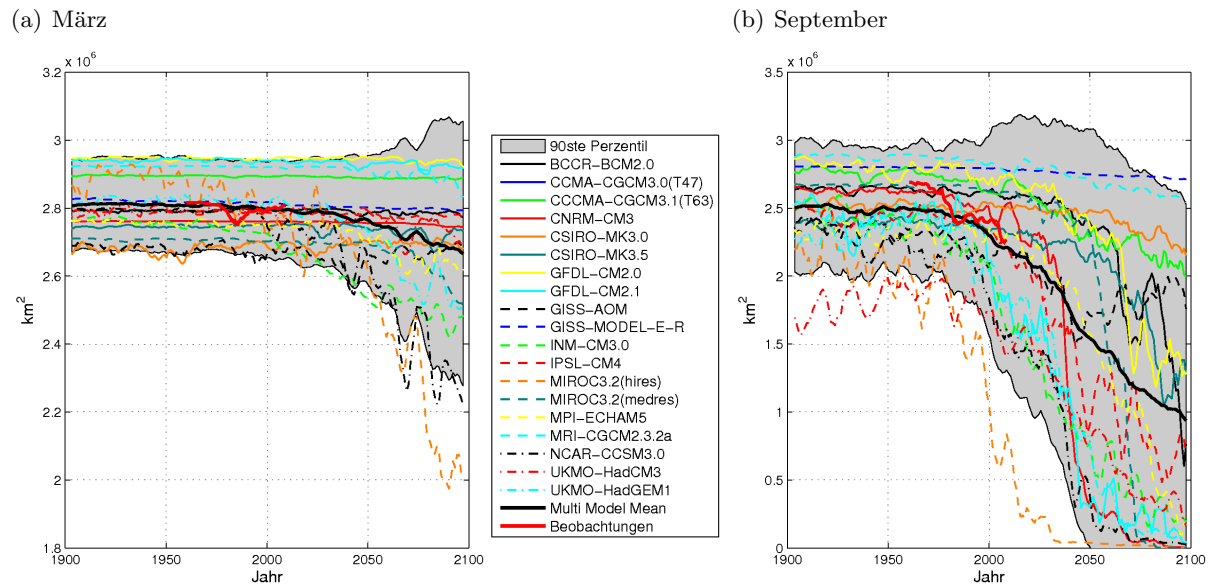


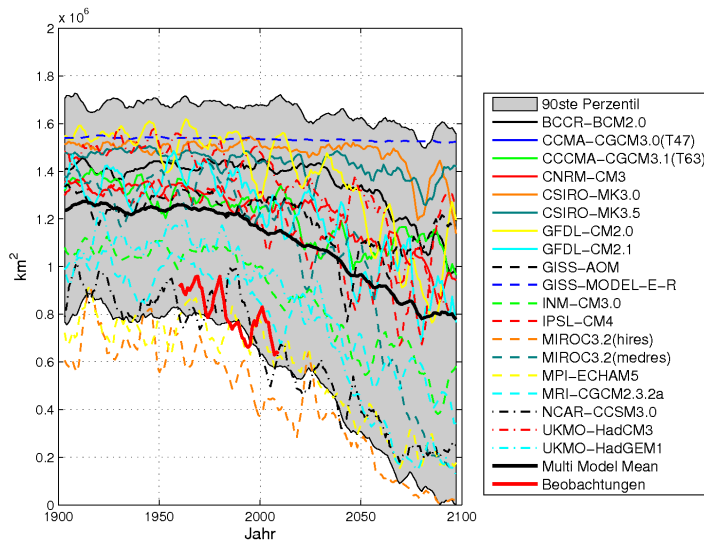
Abbildung 5.3: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der **Zentralarktis** für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.

Die Abbildung 5.4 zeigt die Entwicklung der Meereisausdehnung für die Barentssee für März und September. In beiden Fällen ist eine Abnahme der Meereisausdehnung zu erkennen. Diese Abnahme im März ähnelt der im September. Das Multi Model Mean prognostiziert im März eine Abnahme von circa 1.3 Millionen km^2 im Jahr 1900 auf etwa 0.8 Millionen km^2 im Jahr 2100, während im September eine Abnahme von etwa 0.5 Millionen km^2 im Jahr 1900 auf circa 0.1 Millionen km^2 im Jahr 2100 prognostiziert wird. Im März wird die Modellunsicherheit zum Ende des 21. Jahrhunderts größer, während sie im September kleiner wird. Zwei Modelle zeigen für den gesamten Zeitraum eine hohe Meereisausdehnung (CSIRO-CM3.0 und GISS-MODEL-E-R) und liegen außerhalb des 90sten Perzentils. In der Barentssee sind in beiden Monaten große Unterschiede zwischen den Beobachtungsdaten und dem Multi Model Mean erkennbar. In beiden Monaten überschätzen die Modelle die Meereisausdehnung. Die deutliche Reduktion der Meereisausdehnung insbesondere im September in der Barentssee zeigt die Sensitivität der Region gegenüber einer möglichen Klimaänderung.

Ähnliches ist auch in den Regionen GIN-See (Abbildung A.3) und Labradorsee (Abbildung A.7) zu erkennen. Dort überschätzen die Modelle die Meereisausdehnung ebenfalls.

In den Gebieten der Karasee (Abbildung A.4) und der Laptevsee (Abbildung A.5) unterschätzen die Modelle die Meereisausdehnung für den März, während sie für den September die Meereisausdehnung überschätzen. Für den März simulieren die Modelle im 20. Jahrhundert eine relativ konstante Meereisausdehnung und prognostizieren erst im 21. Jahrhundert eine leichte Abnahme. Im September ist dagegen überall eine Abnahme zu sehen, wobei die Modellunsicherheit relativ groß ist. Die Modelldaten zeigen ähnliche Abnahmen, wie die Beobachtungsdaten. Ähnliches ist in der Ostsibirischen See (Abbildung A.6) zu erkennen.

(a) März



(b) September

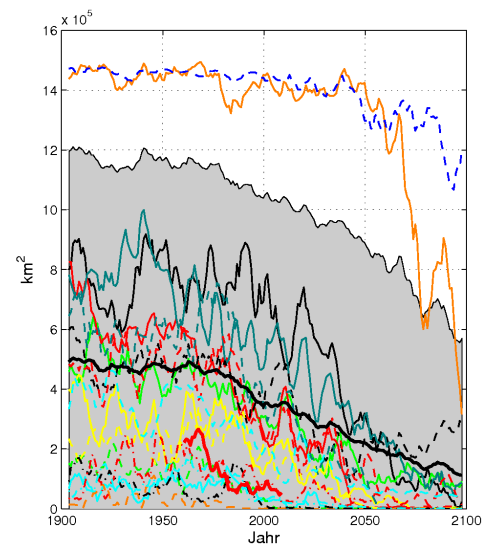


Abbildung 5.4: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der **Barentssee** für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.

5.1.2 Der Jahresgang der Meereisausdehnung

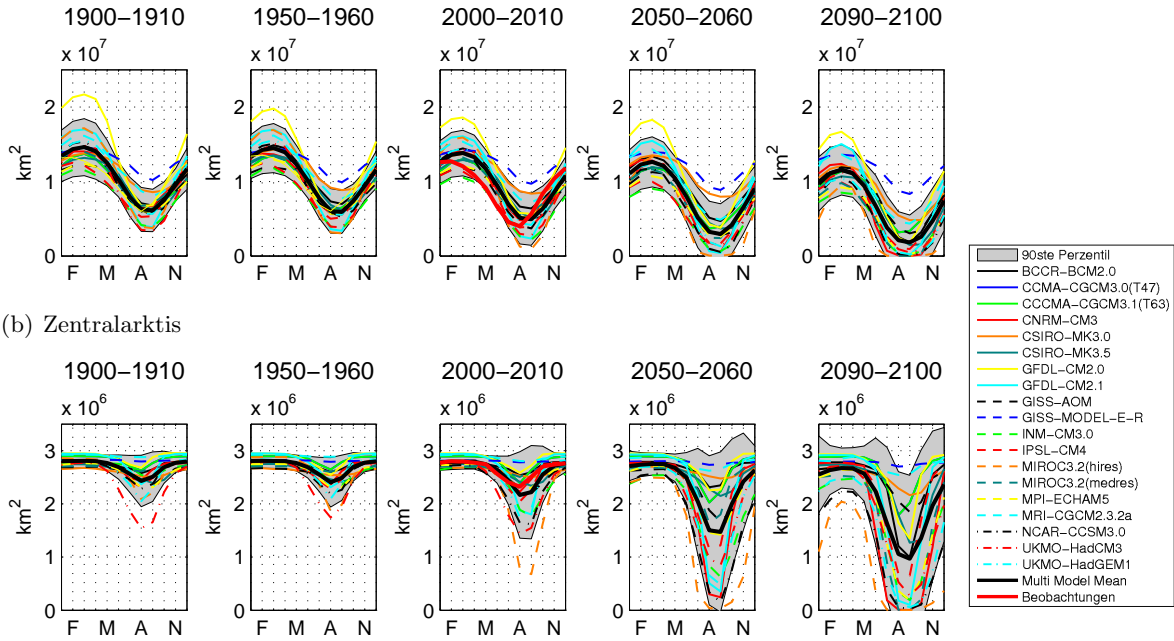
Veränderung des Jahresganges

Im Folgenden soll der Jahresgang in der Meereisausdehnung untersucht werden. Hierfür werden die Verhältnisse in den einzelnen Regionen und der gesamten Arktis genauer untersucht. Abbildung 5.5 zeigt jeweils den Jahresgang über 10 Jahre gemittelt, für die Zeitabschnitte 1900 – 1910, 1950 – 1960, 2000 – 2010, 2050 – 2060 und 2090 – 2100. Für den Zeitraum 2000 – 2010 sind zusätzlich die Beobachtungsdaten eingetragen.

Betrachtet man die gesamte Arktis ist zu sehen, dass sich die einzelnen Modelle in dem Jahresgang nur geringfügig unterscheiden. Die Amplitude ändert sich hier kaum, allerdings nimmt die maximale Ausdehnung ab. Zusätzlich ist zu sehen, dass die Beobachtungsdaten gegenüber den Modelldaten leicht verschoben sind.

In der Zentralarktis sieht man hingegen eine gute Übereinstimmung der Modell- und Beobachtungsdaten. Die Vorhersagen bis zum Jahr 2100 prognostizieren für die Region eine starke Zunahme der Amplitude im Jahresgang und eine größere Modellunsicherheit. Anfang des 20. Jahrhunderts zeigen alle Modelle noch ein relativ ähnliches Verhalten. Es ist nur im Sommer ein kurzer Zeitraum zu erkennen, in dem die Meereisausdehnung abnimmt, während Ende des 21. Jahrhunderts die Modelle alle eine unterschiedlich starke Amplitude zeigen. Auch die Länge des Zeitraums mit einer geringeren Meereisausdehnung nimmt zu. Ein ähnliches Verhalten ist auch in der Karasee, der Laptevsee und der Ostsibirischen See zu beobachten (siehe Abbildung A.8). Allerdings ist in diesen Regionen die Modellunsicherheit am Anfang des 20. Jahrhunderts, wie bereits im vorherigen Kapitel erklärt, größer und der Zeitraum, in dem diese Regionen komplett mit Eis bedeckt sind, wird kürzer. Diese Regionen weisen im Jahresgang

(a) Arktis



(c) Barentssee

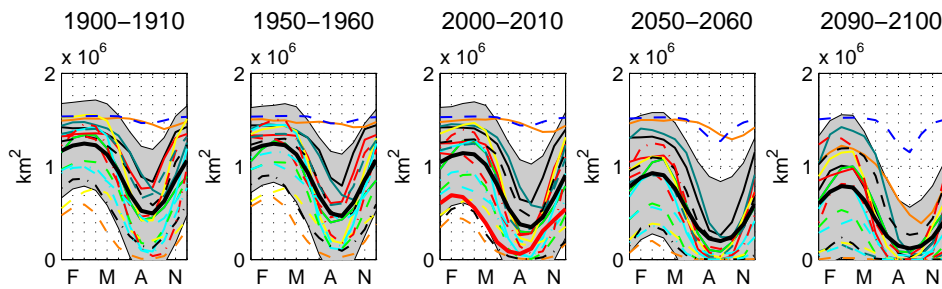


Abbildung 5.5: Der Jahresgang der Meereisausdehnung für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die gesamte Arktis, in (b) die Zentralarktis und in (c) die Barentssee dargestellt.

zum Ende des 21. Jahrhunderts dadurch einen eher sinusoidalen Verlauf auf, was am Anfang des 20. Jahrhunderts noch nicht der Fall ist. Dadurch ist eine Zunahme der Amplitude zu sehen. Die Beobachtungsdaten zeigen in diesen Regionen ebenfalls früher das Minimum und es ist im Vergleich zu dem Multi Model Mean auch etwas stärker ausgeprägt.

In der Barentssee ist, wie nach der oberen Abbildung 5.4 zu erwarten war, eine große Streuung der Modellergebnisse über den gesamten Zeitraum zu sehen. Die Beobachtungsdaten zeigen ebenfalls eine große Abweichung zum Multi Model Mean. Allgemein ist keine Veränderung in der Amplitude zu erkennen. Allerdings ist im Multi Model Mean eine Abnahme der Meereisausdehnung im Jahresmittel zu sehen und die Modellunsicherheit nimmt besonders im Winter zu.

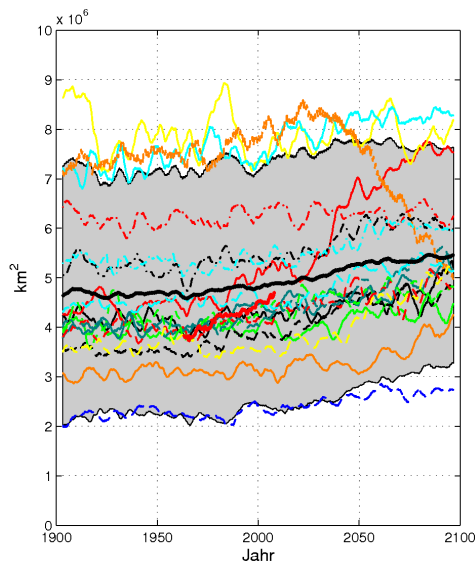
In der GIN-See und der Labradorsee (Abbildung A.8) nimmt die regionale Eisbedeckung im Jahresmittel ab. Hier ändert sich jedoch die Amplitude kaum. Hingegen nimmt die Länge des

Zeitraums mit einer geringeren Meereisausdehnung im Sommer zu. Wie auch in den anderen Regionen ist hier eine Verschiebung zwischen den Beobachtungsdaten und dem Multi Model Mean zu erkennen.

Die Amplitude und Phase im Jahresgang

Wie in den vorangegangenen Abschnitt beschrieben, ist im Jahresgang eine Veränderung in der Amplitude zu beobachten. Zusätzlich soll die Phase für die Regionen untersucht werden. Die Amplitude gibt an, wie groß die maximale Auslenkung einer sinusoidalen Schwingung aus ihrer Ruhelage ist. Die Phase beschreibt die Lage der maximalen Meereisausdehnung. Eine Phasenveränderung zeigt an, ob das Maximum früher oder später auftritt, da es durch die immer größere Abnahme der Meereisausdehnung im Sommer länger dauert, bis das Maximum, beziehungsweise für die Meereisdicke das Minimum, erreicht wird. Hier entspricht eine Phasenverschiebung um ein Grad etwa einer Änderung um einen Tag.

(a) Amplitude



(b) Phase

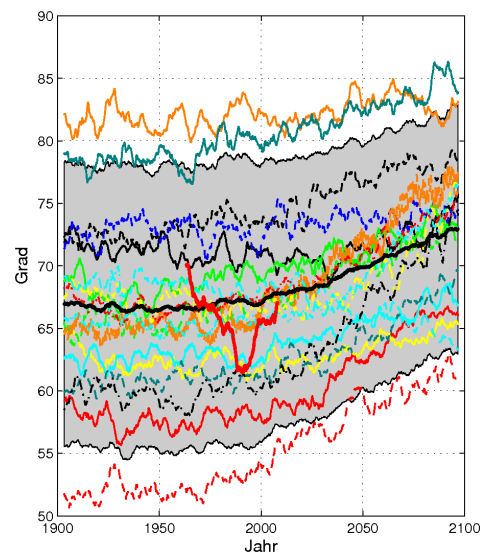


Abbildung 5.6: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der gesamten **Arktis** für alle CMIP3 Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

In Abbildung 5.6 ist die Amplitude in (a) und die Phase in (b) zu sehen. Die Amplitude zeigt in der Arktis eine leichte Zunahme. Dieses ist darauf zurückzuführen, dass für den März eine geringere Abnahme der Meereisausdehnung von den Modellen simuliert wird als im September und somit die Amplitude eine Zunahme zeigt. Das Modell MIROC3.2 (hires) zeigt hier ein auffälliges Verhalten. Es ist zunächst eine Zunahme der Amplitude und dann eine Abnahme erkennbar. Der Grund für ein derartiges Verhalten ist, dass das Modell bereits Mitte des 21. Jahrhunderts im Sommer eine eisfreie Arktis simuliert.

Insgesamt zeigen das Multi Model Mean und die Beobachtungsdaten eine relativ gute Übereinstimmung.

Die Phase der Meereisausdehnung in der Arktis zeigt in Abbildung 5.6 (b) eine leichte Verschiebung zu einem späteren Auftreten der maximalen Meereisausdehnung. Es ist eine große Diskrepanz zwischen den Beobachtungsdaten und den Modelldaten zu erkennen. Die einzelnen Modelle zeigen einen sehr glatten Verlauf. Die Beobachtungsdaten hingegen zeigen große Schwankungen von fast 10° innerhalb weniger Jahre. Es ist zunächst eine Abnahme bis in die 80er Jahre zu sehen und danach eine Zunahme. Keines der einzelnen Modelle zeigt vergleichbare Schwankungen in der Phase. Bei einem Vergleich mit Abbildung 5.1 fällt auf, dass in diesem Zeitraum die Modelle die Meereisausdehnung überschätzen. Auch bei einem Vergleich mit Abbildung 5.5 ist eine Diskrepanz zwischen den Beobachtungsdaten und dem Multi Model Mean erkennbar. In Abbildung 5.6 ist zu erkennen, dass die Beobachtungsdaten ihr Maximum früher erreichen, etwa Ende Februar. Dieses ist auch in Abbildung 5.6 (b) erkennbar. Diese Diskrepanz zwischen den Modell- und Beobachtungsdaten legt die Vermutung nahe, dass es Einfluss auf die maximale Meereisausdehnung gibt, der von den Modellen nicht simuliert werden.

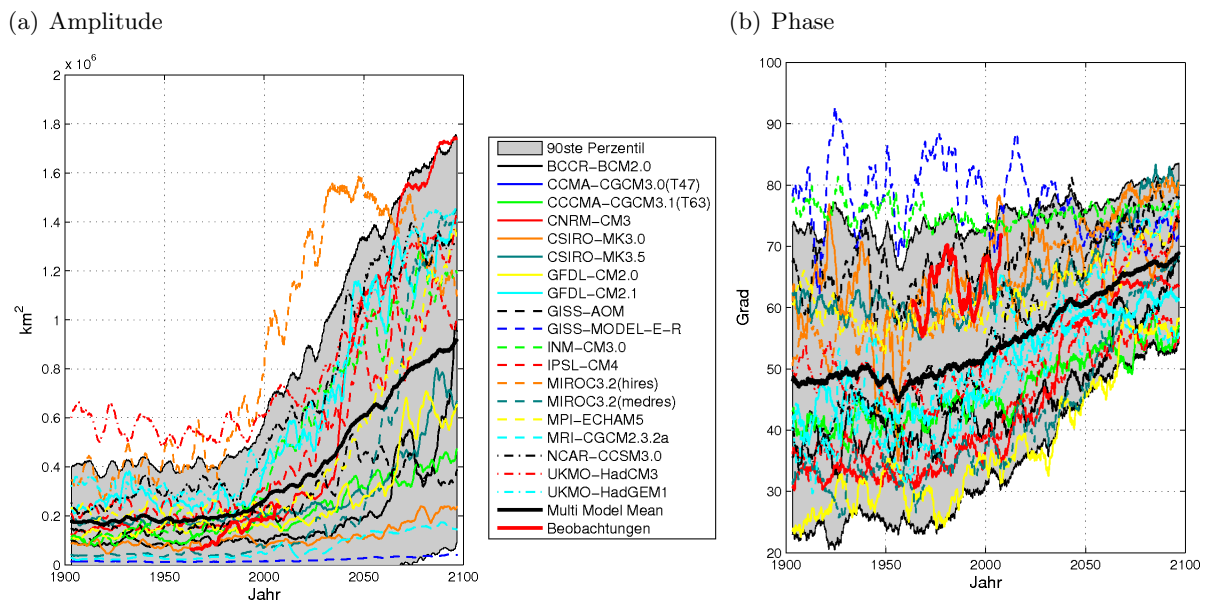
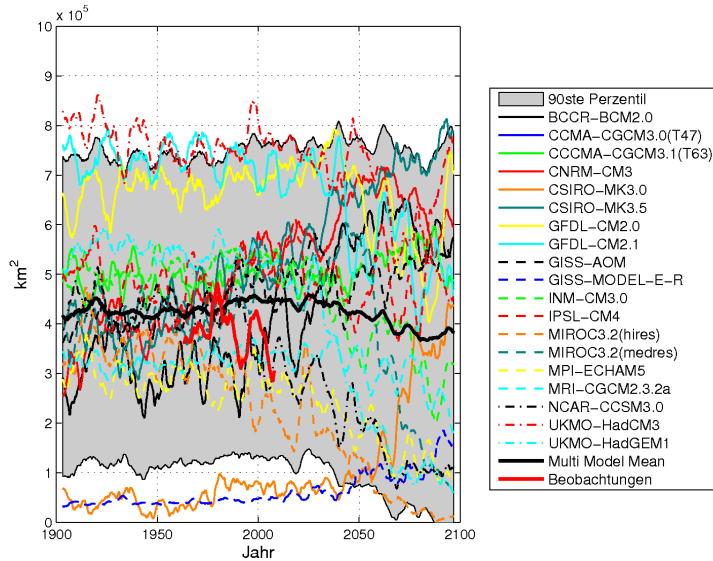


Abbildung 5.7: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der **Zentralarktis** für alle CMIP3 Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

Ein etwas anderes Bild zeigt sich für die Zentralarktis in Abbildung 5.7 für die Amplitude in (a) und die Phase in (b). Wie bereits aus Abbildung 5.3 zu erkennen war, ist die Variabilität zwischen den Modellen groß. Die Amplitude wird in der Zentralarktis überschätzt, wie bereits aus Abbildung 5.5 erkennbar war. Die Modelle variieren stark und das Intervall für das 90ste Perzentil wird mit der Zeit größer.

In der Phase ist eine hohe Variabilität zwischen den Modellen erkennbar, welche zum Ende des 21. Jahrhunderts geringer wird. Des Weiteren zeigen die Beobachtungsdaten ebenfalls eine sehr hohe Variabilität in der Phase selber und einen großen Unterschied zum Multi Model Mean. In den Beobachtungen sind Variationen bis zu 15° innerhalb weniger Jahre zu sehen. Im Multi Model Mean zeigt sich über den Zeitraum von 200 Jahren ebenfalls eine Verschiebung

(a) Amplitude



(b) Phase

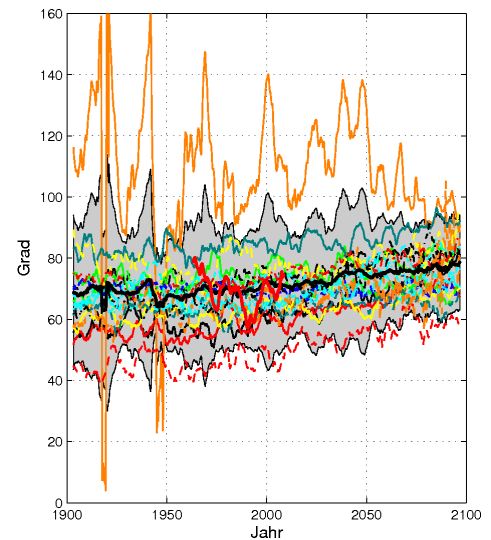


Abbildung 5.8: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der **Barentssee** für alle CMIP3 Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

in der Phase hin zu einem späteren Zeitpunkt der maximalen Meereisausdehnung. Anfang des 20. Jahrhunderts ist diese noch bei einem Wert von etwa 49° und steigt bis zum Ende des 21. Jahrhunderts auf etwa 70° an, was etwa einer Verschiebung von 20 Tagen entspricht.

Abbildung 5.8 zeigt die Zeitserien für Amplitude und Phase für die Barentssee. Auch in diesem Gebiet ist ein großer Unterschied zwischen den Beobachtungsdaten und den Modelldaten zu erkennen. Es fällt auf, dass die Beobachtungsdaten für diese Region eine große Variabilität innerhalb mehrerer Jahre aufweisen, welche von einem Teil der Modelle nicht dargestellt werden kann. Dieses wird besonders bei der Phase deutlich. Im Multi Model Mean verschiebt sich die Phase von etwa 70° auf knapp 80° . Des Weiteren scheint die Phase von dem Modell CSIRO-MK3.0 nicht richtig dargestellt werden zu können. Die Amplitude wird von vielen Modellen überschätzt. Insgesamt ist in der Amplitude erst zum Ende des 21. Jahrhunderts eine leichte Abnahme zu sehen. Dieses kann auch in den Regionen der Karasee und der GIN-See (Abbildung A.10 und Abbildung A.9) beobachtet werden.

Ein ähnliches Verhalten wie die Zentralarktis zeigen die Laptevsee (Abbildung A.11) und die Ostsibirische See (Abbildung A.12). Dort ist ebenfalls ein Anstieg in der Amplitude und Phase zu sehen. Allerdings tendieren die Modelle hier eher dazu die Amplitude zu unterschätzen, wie ein Vergleich mit den Beobachtungsdaten zeigt (siehe Abbildung A.8). Es ist in diesem Gebiet, wie auch in der Zentralarktis zu sehen, dass der Zeitraum mit einer geringeren Meereisausdehnung größer wird und sich der Jahresgang einem sinusoidalen Verlauf annähert.

In der Labradorsee (Abbildung A.13) ist kaum eine Veränderung in der Amplitude und der Phase zu sehen. Die Modelle zeigen in der Labradorsee in Abbildung A.7 für den März eine relativ konstante Ausdehnung und eine geringe Reduktion der Eisausdehnung im September. Somit ist in Abbildung A.13 eine leichte Zunahme der Amplitude zu sehen. Bei der Amplitude

fällt weiter auf, dass ein Teil der Modelle die große natürliche Variabilität nicht auflöst. Bei der Phase ist auffällig, dass diese bis in die 80er Jahre in den Beobachtungsdaten stark abnimmt und das von keinem der Modelle aufgelöst wird. Außerdem zeigen die Beobachtungsdaten in der Phase eine Tendenz zu früheren Werten im Jahr. Dieses ist auch in Abbildung A.8 (e) zu erkennen.

5.1.3 Signal-Rausch-Verhältnis der arktischen Meereisausdehnung

In diesem Abschnitt soll das Signal-Rausch-Verhältnis der Meereisausdehnung (siehe Kapitel 3.2.4) untersucht werden. Das Signal ist hier die Abnahme der Meereisausdehnung und das Rauschen entsteht durch die Modell interne Variabilität. Dieses Verhältnis stellt ein Maß für die Qualität eines Signals dar und wird hier stellvertretend für die drei Parameter für die Meereisausdehnung berechnet.

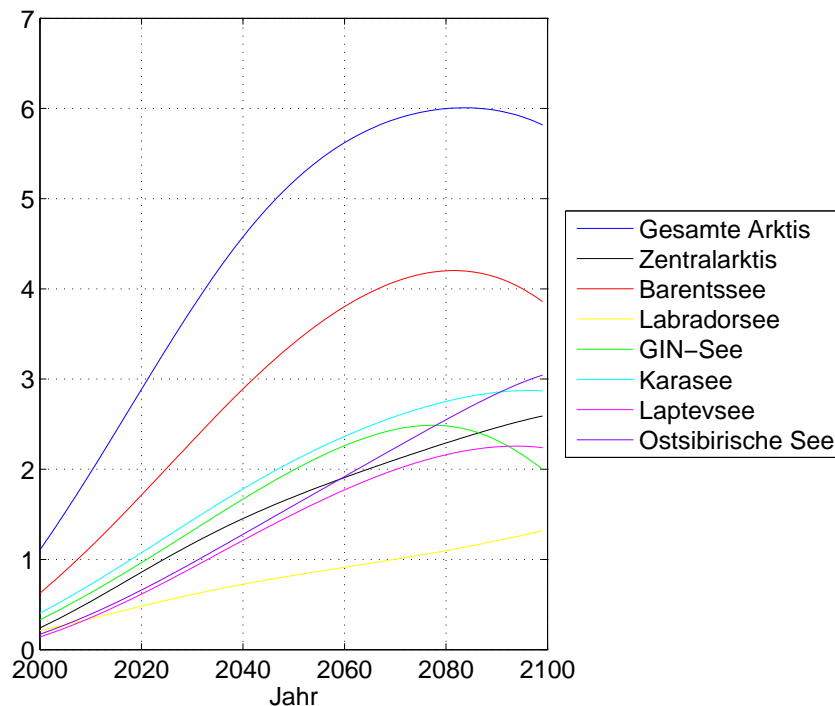


Abbildung 5.9: Signal-Rausch-Verhältnis der Meereisausdehnung für sieben ausgewählte Regionen.

Es ist zu erkennen, dass das Verhältnis für die einzelnen Regionen sehr unterschiedlich ist. Für die Arktis ist das Signal-Rausch-Verhältnis ab dem Jahr 2000 größer als eins und wird etwa im Jahr 2010 signifikant. Es ist sehr stark ausgeprägt, denn es steigt auf einem Wert von sechs bis zum Jahr 2080 an und fällt danach wieder leicht ab.

Für die anderen Regionen ist das Signal-Rausch-Verhältnis weniger stark ausgeprägt. Es wird aber für alle Regionen, insbesondere für die Barentssee, relativ schnell signifikant. Für die Barentssee ist dieses etwa im Jahr 2025 der Fall und steigt auf Werte von 4.2 an. Die Regionen Zentralarktis, GIN-See, Karasee, Laptevsee und Ostsibirische See verhalten sich ähnlich. Dort wird das Signal-Rausch-Verhältnis im Zeitraum von etwa 2015 bis 2035 größer als eins und etwa ab dem Jahre 2050 signifikant und steigt auf Werte zwischen zwei und drei an. Die Labradorsee zeigt hingegen ein anderes Bild. Hier wird das Signal etwa im Jahr 2070 größer als eins und bis

2100 nicht signifikant. Dieses ist wahrscheinlich auf die große Modellunsicherheit und die große natürliche Variabilität in dieser Region zurückzuführen, wie in Abbildung A.7 zu erkennen ist. Somit ist das Rauschen in dieser Region groß.

5.1.4 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Insgesamt zeigen die Modelle alle eine Abnahme der Meereisausdehnung in allen hier betrachteten Regionen. Dieses ist dementsprechend auch in der Amplitude des Jahresganges sichtbar, die eine Zunahme zeigt. Ebenfalls ist in der Phase des Jahresganges eine Verschiebung zu einem späteren Auftreten der maximalen Meereisausdehnung im Jahr zu erkennen. Die Abnahme der Meereisausdehnung wird in allen hier betrachteten Regionen außer der Labradorsee signifikant.

Allerdings können die Modelle die schnelle beobachtete zeitliche Abnahme der Meereisausdehnung nicht darstellen. Dieses ist besonders in der beobachteten starken Abnahme am Anfang des 21. Jahrhundert ersichtlich. Des Weiteren hat die globale Erwärmung einen sich verstärkenden Einfluss auf die Meereisausdehnung im September, da im Sommer sowohl die Wasserdampf-Rückkopplung als auch die Eis-Albedo-Rückkopplung wirken. Die Oberflächentemperatur im Sommer, insbesondere im Juni, den größten Einfluss auf die beschleunigte Abnahme der Meereisausdehnung, da zu diesem Zeitpunkt die solare Einstrahlung am größten ist (*Alekseev et al.*, 2007).

In Regionen wie der Zentralarktis und der Karasee fallen die unterschiedlichen Anfangswerte der Modelle in der Meereisausdehnung im März mit ihrem teilweise sehr konstanten Verlauf auf. Ein Teil dieser Variabilität hängt damit zusammen, dass diese Randmeere im März komplett mit Eis bedeckt sind und von den einzelnen Modellen unterschiedlich aufgelöst werden. Dieses ist in Kapitel 4.3 beschrieben.

Des Weiteren fällt in der Barentssee beispielsweise die starke Streuung der Modelle im März auf. Dieses ist darauf zurückzuführen, dass im März einige Modelle, wie zum Beispiel das GISS-MODEL-E-R, eine konstante Meereisausdehnung simulieren, während andere Modelle eine fast eisfreie Barentssee simulieren (beispielsweise MIROC3.2 (hires)). Hingegen zeigen im September viele Modelle einen fast vollständigen Rückzug des Meereises. *Alekseev et al.* (2009) fanden heraus, dass in Randmeeren an der russischen Küste die Beobachtungsdaten im September die minimale Ausdehnung zeigen. Hingegen zeigen die hier verwendeten Beobachtungsdaten eher im August ein Minimum (Abbildung 5.5 und Abbildung A.8).

In der Arktis zeigt die Amplitude eine leichte Zunahme. Diese lässt sich mit Hilfe der Abbildung 5.1 erklären. Es tritt sowohl für den März als auch für den September eine Abnahme der Meereisausdehnung auf. Die Abnahme der Meereisausdehnung ist für den September größer als für den März, somit nimmt insgesamt die Amplitude der Meereisausdehnung zu, dieses ist ebenfalls in der Abbildung 5.5 zu sehen.

In der Abbildung 5.1 zeigt das Modell MIROC3.2 (hires) in der Amplitude zunächst eine Zunahme und dann eine Abnahme. Dieses lässt sich damit erklären, dass es das einzige Modell ist, was bereits ab Mitte des 21. Jahrhunderts eine eisfreie Arktis im Sommer zeigt und im Winter weiterhin eine Abnahme der Meereisausdehnung. Somit nimmt die Amplitude ab. Bei einem Vergleich mit den Beobachtungsdaten fällt in der gesamten Arktis auf, dass die Modelle die Amplitude in der Mitte des 20. Jahrhunderts noch überschätzen. Hingegen zeigen seit Anfang dieses Jahrtausends die Amplitude der Beobachtungsdaten und die prognostizierte Amplitude des Multi Model Mean eine größere Übereinstimmung als in dem vorangegangenen Zeitraum. Dieses ist aus Abbildung 5.5 ersichtlich.

Da für die Arktis die Modelle die Phase des Jahresganges in der Meereisausdehnung über-

schätzen, liegt die Vermutung nahe, dass noch andere wichtige Faktoren existieren, die die maximale Ausdehnung beeinflussen. Beispielsweise hat der Süßwasser einen Einfluss auf die Bildung des Meereises.

In der Zentralarktis, Karasee, Laptevsee und Ostsibirischen See ist eine Zunahme der Amplitude zu sehen. Dieses lässt sich dadurch erklären, dass diese Gebiete zum Ende des 21. Jahrhunderts während der Wintermonate noch ausgedehnte Eisdecken aufweisen die im Sommer stark abnehmen. Somit kommt es insgesamt zu einer Zunahme der Amplitude. Durch diese großflächige Eisbedeckung über einen langen Zeitraum, wie in Abbildung 5.5 und Abbildung A.8 zu sehen ist, ist eine Berechnung der Phase, als der Zeitpunkt der maximalen Eisausdehnung, für derartige Regionen nicht geeignet.

In der Barentssee ist eine leichte Abnahme der Amplitude zu sehen. Diese kommt durch eine Reduktion der Meereisausdehnung sowohl in den Wintermonaten als auch in den Sommermonaten zustande, wodurch zum Ende des 21. Jahrhunderts die Barentssee in einigen Modellen fast eisfrei dargestellt wird. Die Phase zeigt auch in dieser Region eine leichte Verschiebung im Multi Model Mean zu späteren Werten im Jahr. Die Beobachtungen zeigen große Schwankungen innerhalb weniger Jahre. Dieses ist wahrscheinlich auf die große Sensitivität dieser Regionen zurückzuführen.

Die relativ großen Schwankungen in der Amplitude und der Phase der Beobachtungsdaten in der GIN-See und der Labradorsee sind wahrscheinlich auf die unterschiedlichen Einflüsse, die sich auf diese Gebiete auswirken, zurückzuführen, wie in Kapitel 4.2.2 und Kapitel 4.2.3 beschrieben. Dieses kann von keinem der Modelle aufgelöst werden. Somit scheinen die Modelle in diesen Gebieten die Sensitivität nicht richtig darstellen zu können.

5.2 Meereisdicke

Die effektive Meereisdicke (siehe Kapitel 2.1) ist ein weiterer Parameter der Meereisausdehnung. Im Weiteren wird dieser nur als Meereisdicke bezeichnet. Es werden keine Beobachtungsdaten verwendet, da keine Zeitserien der großräumigen Meereisdicke vorliegen. Die Meereisdicke ist im Sommer größer als im Winter (*Komori et al.*, 2005), da einzelne Beobachtungen zeigen, dass im Sommer das dünne Eis schneller schmilzt und somit nur noch das dicke Eis vorhanden ist. Dieser Jahresgang kann von den Modellen nur teilweise richtig dargestellt werden und hat Auswirkungen auf die Darstellung der Amplitude und der Phase des Jahresganges.

5.2.1 Meereisdicke: März und September

Die Meereisdicke wird in diesem Kapitel jeweils für März und September untersucht. Abbildung 5.10 zeigt die prognostizierte Meereisdicke für die gesamte Arktis. Die Meereisdicke des Multi Model Mean liegt am Anfang des 20. Jahrhunderts bei etwa 2 m für den März und für den September und fällt bis zum Ende des 21. Jahrhunderts auf circa 1.2 m für den März und auf circa 0.8 m für den September ab. Somit zeigt sich, dass am Anfang des 20. Jahrhunderts im Multi Model Mean die größte Meereisdicke im September zu sehen ist, während dies Ende des 21. Jahrhunderts nicht mehr gezeigt wird. Von einigen Modellen wird diese Verteilung dargestellt, allerdings gibt es nur zwei Modelle, die die größere Meereisdicke im September über den gesamten Zeitraum zeigen (UKMO-HadGEM1 und MRI-CGCM2.3.2a). Andere Modelle können die Verteilung hingegen im gesamten Zeitraum nicht simulieren. Zusätzlich ist in der Abbildung 5.10 jeweils ein Punkt für Beobachtungen der Meereisdicke eingetragen. Sie setzten sich auch verschiedenen Uboot-Beobachtungen zusammen (*Bourke und Garrett*, 1987).

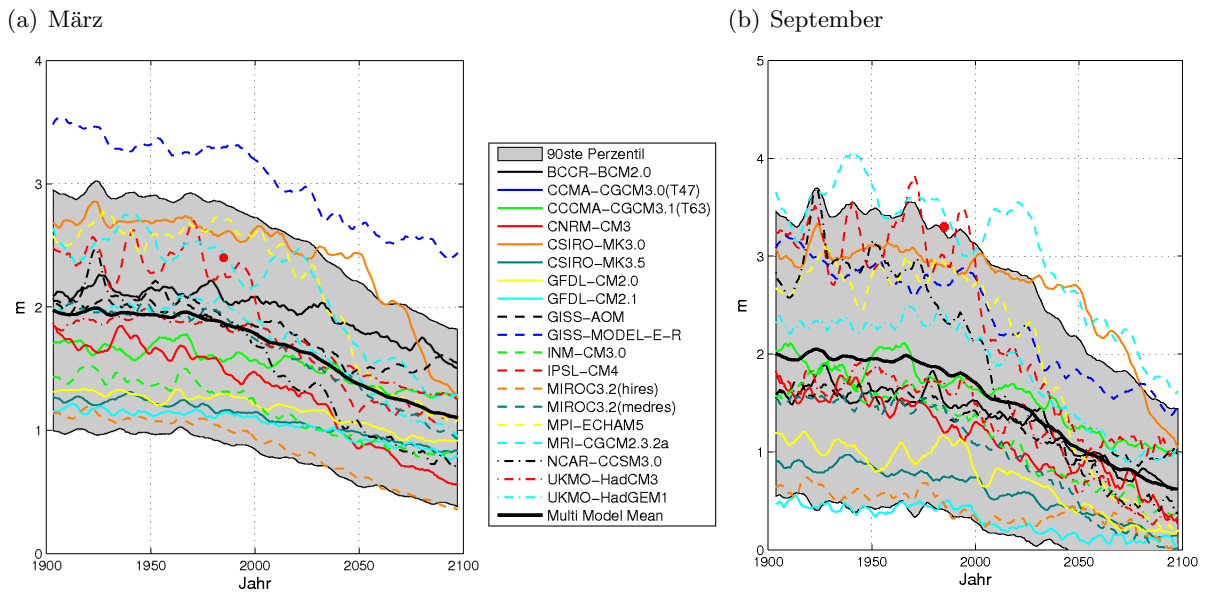


Abbildung 5.10: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der gesamten **Arktis** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt; mit roten Punkten ist die beobachtete Meereisdicke aus Bourke und Garrett (1987) eingetragen.

Bourke und Garrett (1987) kamen für den Frühling auf eine durchschnittliche Meereisdicke für die Arktis von 2.4 m und im Sommer auf eine Meereisdicke von etwa 3.3 m. Somit ist in den Beobachtungen die größere Meereisdicke im Sommer zu erkennen.

In Abbildung 5.11 ist die Meereisdicke für die Monate März in (a) und September in (b) für die Zentralarktis zu sehen. Es ist zu erkennen, dass in diesem Gebiet das Multi Model Mean die Eigenschaft hat, dass die Meereisdicke im September größer ist als im März. Es zeigt für den März am Anfang des 20. Jahrhunderts eine Meereisdicke von etwa 3 m und für den September eine Dicke von etwa 2.5 m. Am Ende des 21. Jahrhunderts nimmt die Meereisdicke für den März auf etwa 1.4 m und für den September auf circa 0.7 m ab. In diesem Gebiet wird die größere Meereisdicke im September nur noch von dem Modell MRI-CGCM2.3.2a gezeigt.

In Abbildung 5.12 ist die Meereisdicke für die Barentssee zu sehen. Hier ist ebenfalls eine Abnahme der Meereisdicke über den gesamten Zeitraum zu erkennen. Das Multi Model Mean zeigt für den März eine Abnahme von circa 1.5 m Anfang des 20. Jahrhunderts auf etwa 0.8 m Ende des 21. Jahrhunderts. Für den September ist eine Abnahme von etwa 1.2 m auf 0.3 m simuliert. Hier ist wiederum MRI-CGCM2.3.2a das einzige Modell, welches die größere Meereisdicke für den September zeigt. Allerdings zeigt es in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts einen großen Anstieg der Meereisdicke von etwa 2 m in der Meereisdicke. Dieser Anstieg beeinflusst auch den zeitlichen Verlauf des Multi Model Mean. Ein ähnliches Verhalten der Modelle ist auch in der Labradorsee in Abbildung A.18 zu sehen.

In der GIN-See (Abbildung A.14) ist die größere Meereisdicke für den März prognostiziert. Dort zeigt das Multi Model Mean eine etwas geringere Dicke für den September, wobei der langfristige Abfall für den September größer ist und somit der Abstand zwischen dem Multi Model Mean für März und September größer wird. Insgesamt ist die Streuung der Modellergebnisse

für den September größer als für den März.

In den Gebieten der Karasee, Laptevsee und Ostsibirischen See ist der erwartete jahreszeitliche Verlauf der Meereisdicke in keinem Modell zu sehen. Die Modellsimulationen zeigen in allen Regionen eine Abnahme der Meereisdicke bis zum Jahr 2100.

5.2.2 Der Jahresgang der Meereisdicke

Veränderung des Jahresganges

In der Abbildung 5.13 ist der Jahresgang der Meereisdicke der gesamten Arktis, der Zentralarktis und der Barentssee zu sehen. Es sind jeweils die einzelnen Modelle, das 90ste Perzentil aller Modelle und das Multi Model Mean dargestellt. Die entsprechenden Abbildungen für die weiteren Regionen sind im Anhang aufgeführt (Abbildung A.19). In diesen Abbildungen ist erkennbar, was die oberen Abbildungen in Kapitel 5.2.1 bereits vermuten lassen. Die maximale Meereisdicke wird nur von einigen Modellen im September gezeigt. Am Ende des 21. Jahrhunderts prognostizieren nur noch die Modelle UKMO-HadGEM und MRI-CGCM2.3.2a einen entsprechenden Verlauf der Meereisdicke für die gesamte Arktis. Entsprechend ist dieses in den anderen Regionen für die Modelle zu finden, die bereits erwähnt wurden. Des Weiteren ist in den Abbildungen 5.13 und A.19 eine Abnahme der Meereisdicke zu sehen. Eine Veränderung der Amplitude und Phase des Jahresganges ist für die Meereisdicke nicht zu erkennen. In den einzelnen Regionen ist die Modellunsicherheit sehr unterschiedlich. In der Karasee ist beispielsweise ein sinusoidaler Verlauf mit einem Maximum im Frühjahr zu sehen. Das ist hingegen für Regionen wie die Arktis oder die Labradorsee nicht erkennbar. Dort zeigt sich durch die großen Modellunsicherheiten, insbesondere im Sommer, ein unruhigerer Verlauf des Jahresganges als in der Karasee. Das ist darauf zurückzuführen, dass einige der Modelle in diesen Regionen die

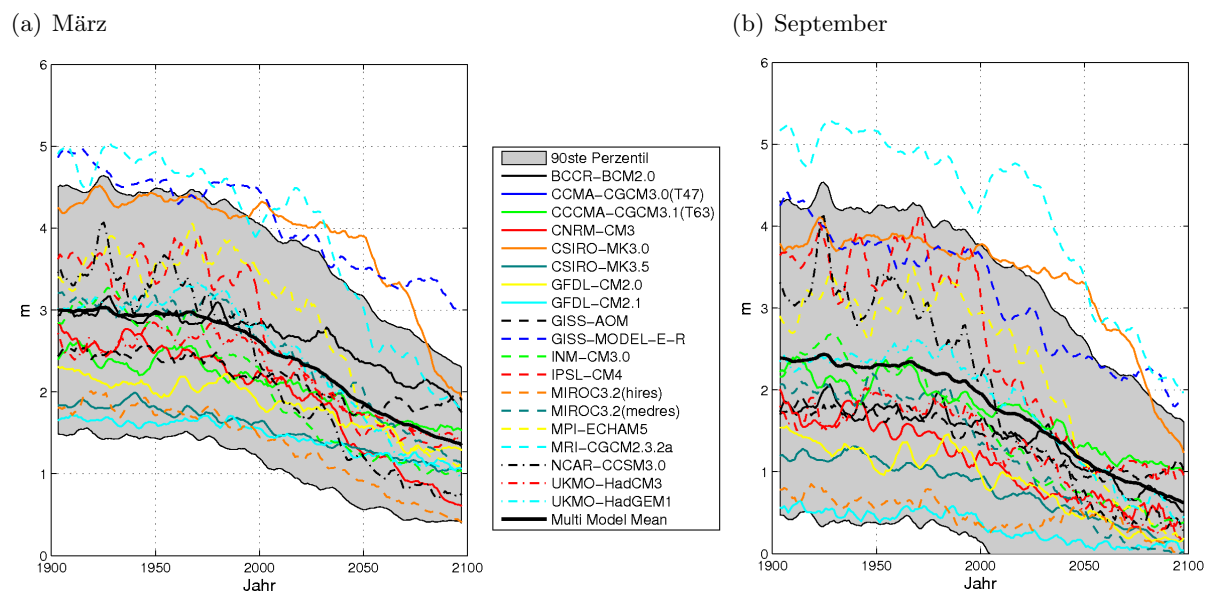


Abbildung 5.11: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der **Zentralarktis** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.

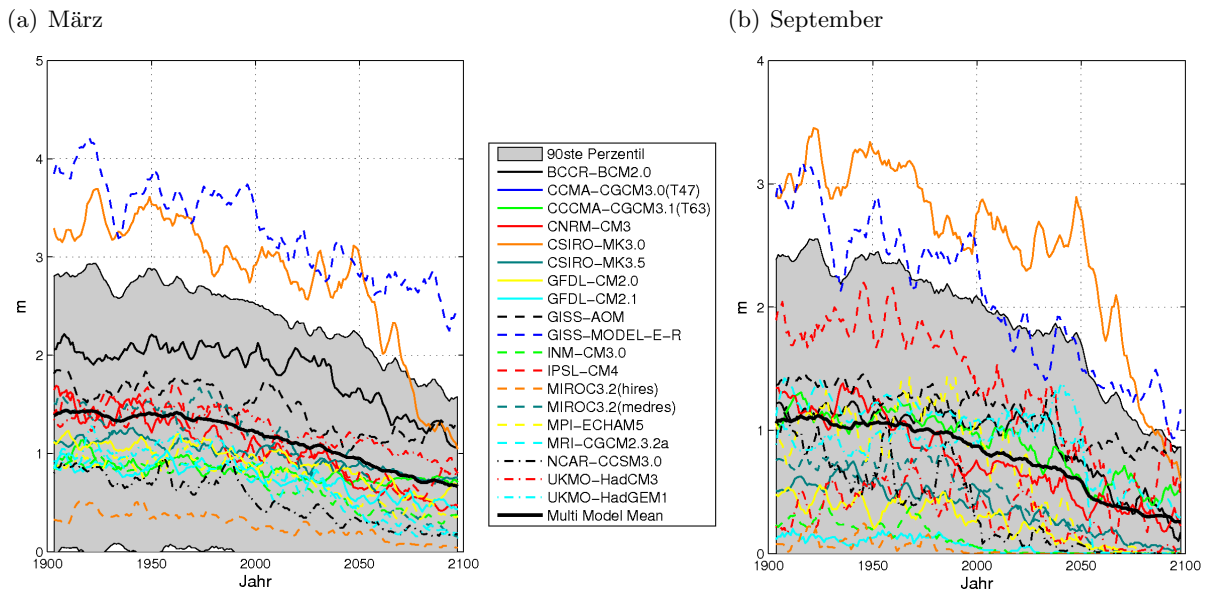


Abbildung 5.12: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der **Barentssee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.

größere Meereisdicke im Sommer zeigen.

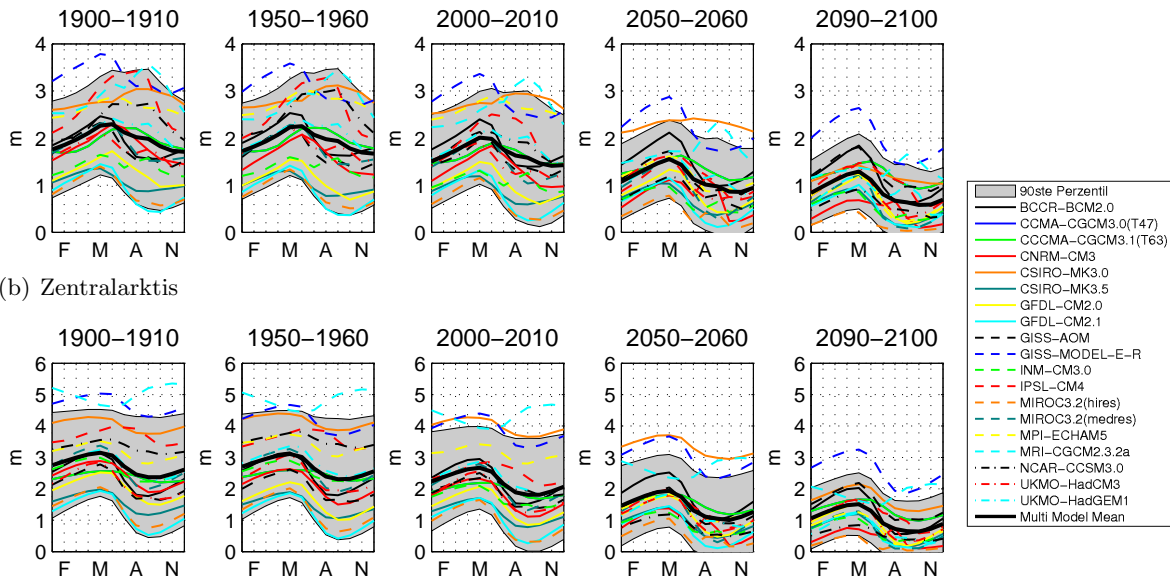
Die Amplitude und Phase im Jahresgang

Wie im vorangegangenen Kapitel beschrieben, ist die Darstellung der Meereisdicke in den einzelnen Modellen sehr unterschiedlich. Dieses zeigt sich auch in Phase und Amplitude des Jahresganges der Meereisdicke. Die Amplitude und Phase ist in Abbildung 5.19 für das Gebiet der gesamten Arktis dargestellt. Die zukünftige Entwicklung ist bei beiden Größen stark modellabhängig, insbesondere in der Phase kann kein einheitlicher Verlauf abgeleitet werden. Ein derartiges Verhalten der Modelle ist auch in den anderen Regionen sichtbar. Somit ist in der Amplitude und der Phase kein Trend zu erkennen. Im Mittel gibt es in der Amplitude eine Abnahme in der Meereisdicke. In der Phase zeigen die einzelnen Regionen ein unterschiedliches Verhalten. Die gesamte Arktis zeigt im Mittel ein späteres Auftreten der maximalen Meereisdicke, während die anderen Regionen ein früheres Auftreten der maximalen Meereisdicke zeigen.

5.2.3 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Insgesamt ist in allen hier betrachteten Regionen eine Abnahme der Meereisdicke für den März und den September bis zum Ende des Jahrhunderts zu erkennen. In den Abbildungen in Kapitel 5.2.1 ist zu erkennen, dass in den einzelnen Regionen die Eigenschaft, dass die Meereisdicke für den September größer ist als für den März, nur teilweise dargestellt werden kann. Diese Eigenschaft kann von einigen Modellen in der Arktis, der Barentssee, der GIN-See und der Labradorsee simuliert werden. Dass diese Eigenschaft, zum Ende des 21. Jahrhunderts nicht immer aufgelöst werden kann, könnte darauf zurückzuführen sein, dass einige Regionen

(a) Arktis



(c) Barentssee

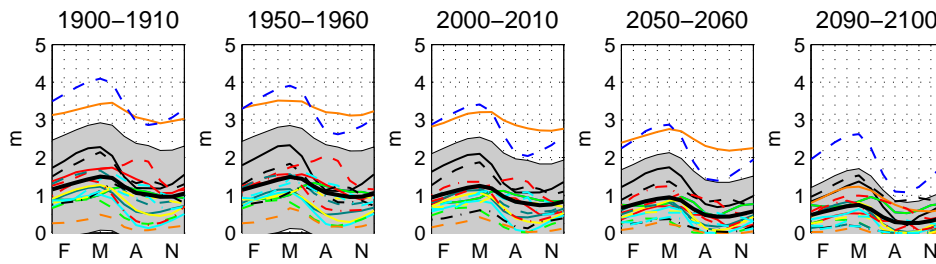


Abbildung 5.13: Der Jahresgang der Meereisdicke für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die gesamte Arktis, in (b) die Zentralarktis und in (c) die Barentssee dargestellt.

Ende des 21. Jahrhunderts von einem Teil der Modelle als eisfrei simuliert werden. Dieses ist beispielsweise in der Karasee und der Laptevsee der Fall.

Die Labradorsee stellt in diesem Fall einen Sonderfall dar (Abbildung A.18). In diesem Gebiet zeigen einige Modelle für den September eine viel höhere Meereisdicke als für den März. Andere Modelle wiederum simulieren dieses Gebiet für den September fast eisfrei. Das führt dazu, dass die Modellunsicherheit für den September größer ist als für den März. Im Multi Model Mean ist dieses Verhalten einzelner Modelle nicht mehr sichtbar.

Der Jahresgang zeigt in den einzelnen Modellen ein sehr unterschiedliches Verhalten. In einigen Modellen ist die Meereisdicke in den Sommermonaten am größten, andere Modelle zeigen die größte Meereisdicke im Winter, weshalb es zu einer großen Streuung der Modellergebnisse in den Sommermonaten kommt. Ein weiteres Problem ist, dass die größere Meereisdicke für den September nicht in allen Regionen dargestellt werden kann. Aus diesem Grund lässt sich kein einheitlicher Jahresgang erkennen. Zusätzlich ändert sich der Jahresgang in dem betrachteten Zeitraum in einigen Modellen, da einige Modelle die größere Meereisdicke im Sommer

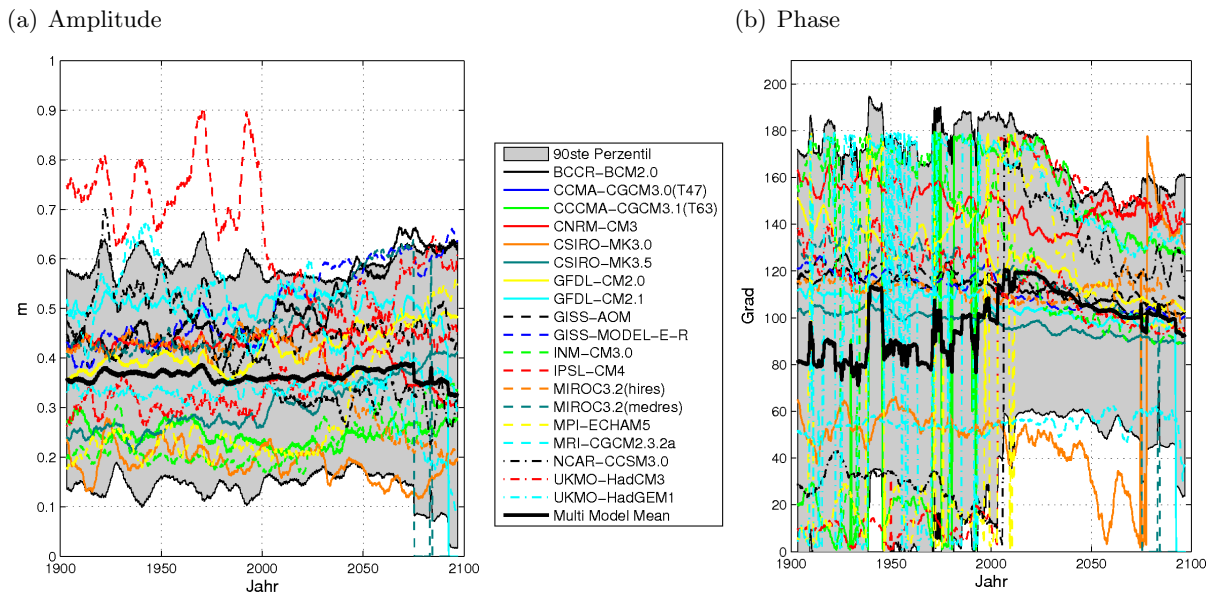


Abbildung 5.14: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der gesamten **Arktis** für alle CMIP3 Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

am Anfang des 20. Jahrhunderts noch zeigen, am Ende des 21. Jahrhunderts dies aber nicht mehr darstellen können. Dieses ist besonders deutlich in der Phase und teilweise ebenso in der Amplitude zu sehen. In diesen beiden Parametern ist kein Trend erkennbar und die Ergebnisse sind modellabhängig.

Die Meereisdicke weist eine große zeitliche und räumliche Variabilität auf, wie *Bourke und Garrett (1987)* gezeigt haben. Die zeitliche Variation innerhalb eines Jahres entsteht durch das Anwachsen des neuen Eises im Winter und dem Verbleib des mehrjährigen Eises über den Sommer, während das dünne Eis im Sommer fast vollständig schmilzt (*Bourke und Garrett, 1987*). Im arktischen Ozean ist die durchschnittliche Dicke im Frühling 2.4 m und im Sommer bei 3.3 m (*Bourke und Garrett, 1987*). Räumlich gibt es einen Unterschied zwischen den eurasischen Randmeeren, sowie der Labradorsee, in denen die Meereisdicke im jährlichen Mittel kleiner als 2.5 m ist und den Gebieten der Zentralarktis, Tschuktschensee, Beaufortsee, dem kanadischen Archipel und dem Gebiet nördlich von Grönland, in denen die Meereisdicke größer als 2.5 m ist (*Bourke und Garrett, 1987*).

Ren et al. (2007, Kapitel 4.4.3.7) schließen aus Beobachtungsdaten, dass es seit den 1980er Jahren in der Zentralarktis eine Abnahme der Meereisdicke gab. Die stärkste Reduktion fand bis Ende der 1990er Jahre statt. Es ist auch weiterhin eine Reduktion sichtbar. Die Abnahme des Sommermaximums ist auf das weniger dicke, mehrjährige Eis zurückzuführen. Die interannuale Variabilität ist groß, so treten immer wieder Meereisdicke-Maxima auf, wie beispielsweise in den 1960er, den 1980er und auch in den 1990er Jahren, aufgrund dynamischer und thermodynamischer Prozesse durch Zirkulationsänderungen (*Ren et al., 2007, Kapitel 4.4.3.7*). Ebenso kam *ACIA (2005)* zu dem Ergebnis, dass es seit den 1970er Jahren eine Abnahme der Meer-

eisdicke gibt. Allgemein scheint das mehrjährige Eis abzunehmen (*Kwok*, 2004) und dagegen das einjährige Eis zuzunehmen (*Maslanik et al.*, 2007).

5.3 Meereisvolumen

Das Meereisvolumen ist, wie in Kapitel 3.1.4 beschrieben, das Produkt aus der Meereisausdehnung und der Meereisdicke. Durch das Abschmelzen des arktischen Meereises wird zusätzliches Süßwasser in den Arktischen Ozean eingebracht. Insgesamt hat sich der Eisexport aus der Arktis in angrenzende Ozeane reduziert und geht zum Ende des 21. Jahrhunderts gegen Null, während der Süßwasserexport zunimmt (*Koenigk et al.*, 2007). Der Export dieses Süßwassers hat Einflüsse, durch Advektion auf die Tiefenwasserbildung in der Labradorsee und der GIN-See (*Koenigk et al.*, 2007). Somit ist auch das Schmelzen des arktischen Meereises von Interesse.

Ein mögliches Szenario wird beispielsweise bei *Aagaard und Carmarck* (1989) beschrieben. Sie verweisen darauf, wie wichtig der Eintrag von Süßwasser in den Ozean ist, denn dieses hat unter anderem einen Einfluss auf die Eisbildung. Beim Frieren von Wasser bleibt eine Salzlauge zurück, die für die vertikalen Bewegungen im Ozean von Interesse ist. Durch einen zu großen Eintrag von Süßwasser in die oberflächenschicht reicht das Abkühlen des Wassers bis zum Gefrierpunkt nicht mehr aus, um Konvektion auszulösen. Dadurch wird die Konvektionszelle von salzärmerem Wasser abgedeckt. Dieses wird als halokline Katastrophe bezeichnet.

5.3.1 Meereisvolumen: März und September

In diesem Kapitel wird jeweils das Meereisvolumen für den März und für den September für einzelne Regionen untersucht. In den Abbildungen sind jeweils die verschiedenen Modelle, das Multi Model Mean und das 90ste Perzentil aller Modelldaten dargestellt.

Für die gesamte Arktis ist das Meereisvolumen in Abbildung 5.15 zu sehen. Sowohl für den März, als auch für den September wird eine Abnahme des Meereisvolumens simuliert. Für den März zeigt das Multi Model Mean eine Reduktion des Volumens von circa 29000 km³ im Jahr 1900 auf etwa 12000 km³ im Jahr 2100. Für den September nimmt das Meereisvolumen in diesem Zeitraum von etwa 13000 km³ auf 2000 km³ ab. Dabei fällt auf, dass die Variabilität des Meereisvolumens und die Modellunsicherheit für den September größer ist als für den März. Zusätzlich sind in der Abbildung 5.15 Beobachtungsdaten für den Winter von *Kwok et al.* (2009) eingetragen. Die Beobachtungsdaten zeigen im Jahr 2003 ein Meereisvolumen für den arktischen Ozean von circa 17400 km³ und im Jahr 2008 ein Volumen von circa 13900 km³. Somit ist auch in den Beobachtungsdaten eine Abnahme sichtbar. Da diese Daten nur für den arktischen Ozean sind, ist das Volumen geringer als in der gesamten Arktis.

Ein ähnliches Verhalten des Meereisvolumens ist auch in der Zentralarktis, in Abbildung 5.16, zu beobachten. Hier zeigt das Multi Model Mean in den beiden Monaten eine Abnahme des Volumens von etwa 5000 km³. Am Ende des 21. Jahrhunderts ist das Meereisvolumen für den September fast vollständig abgeschmolzen. Das Modell MRI-CGCM2.3.2a zeigt während des gesamten Zeitraums für den September ein etwas größeres Meereisvolumen als für den März.

In der Barentssee, in Abbildung 5.17, ist für den März eine größere Abnahme des Meereisvolumens zu sehen als für den September. Die Abnahme beträgt für den März circa 1200 km³, während sie für den September nur etwa 800 km³ für das Multi Model Mean beträgt. Allerdings zeigt sich hier, dass die beiden Modelle CSIRO-MK3.0 und GISS-MODEL-E-R, sowohl für den

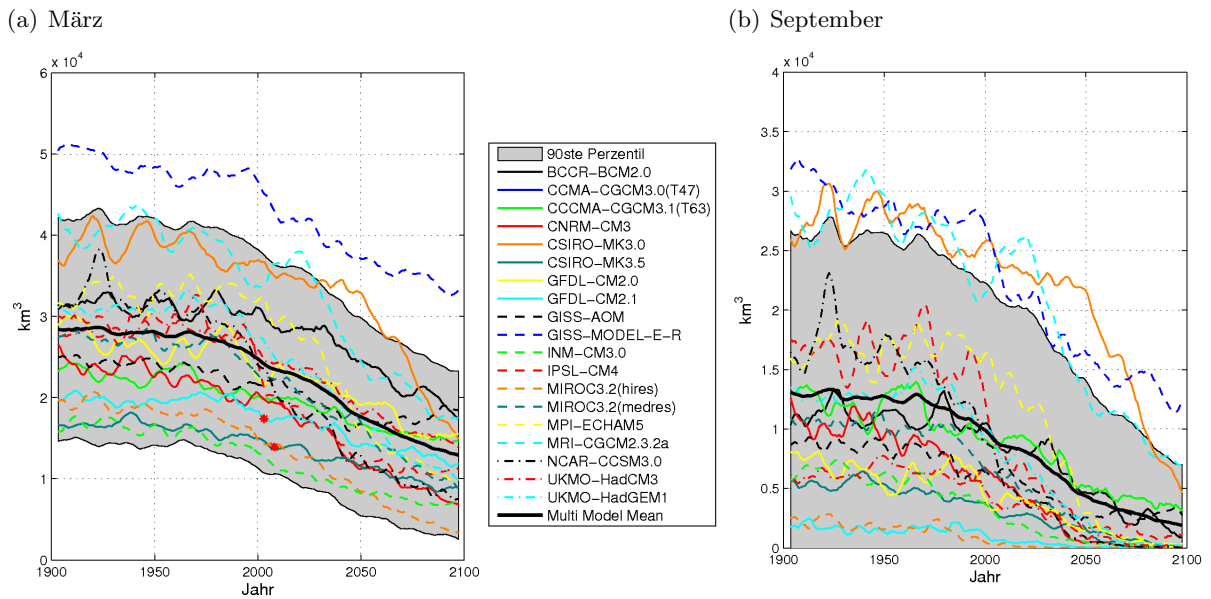


Abbildung 5.15: Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der gesamten *Arktis* für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt; mit roten Punkten ist das beobachtete Meereisvolumen des arktischen Ozeans für die Jahre 2003 und 2008 eingetragen (Kwok et al., 2009).

März, als auch für den September größere Werte zeigen als die anderen Modelle. Dieser Unterschied ist für den September größer als für den März, allerdings zeigen diese beiden Modelle, ebenso wie alle anderen, eine starke Abnahme bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Es fällt auf, dass viele Modelle Ende des Jahrhunderts eine fast eisfreie Barentssee zeigen. Ein ähnliches Verhalten wie in der Barentssee zeigen die Modelle auch in den anderen Randmeeren GIN-See (Abbildung A.27), Karasee (Abbildung A.28), Laptevsee (Abbildung A.29) und Ostsibirische See (Abbildung A.30), wobei in den beiden letzteren Gebieten das Modell GISS-MODEL-E-R ein weniger auffälliges Verhalten zeigt.

Für die Labradorsee, in Abbildung A.31, zeigt sich hingegen ein etwas anderes Bild. Hier zeigen die Modelle Anfang des 20. Jahrhunderts eine große Unsicherheit, die zum Ende des 21. Jahrhunderts abnimmt. Für den März ist im Multi Model Mean eine Abnahme von etwa 1500 km^3 Anfang des 20. Jahrhunderts auf circa 900 km^3 Ende des 21. Jahrhunderts und im September von etwa 250 km^3 auf 30 km^3 prognostiziert. Einige der Modelle zeigen dort bereits Anfang des 20. Jahrhunderts ein geringes Meereisvolumen und somit nur eine geringe Abnahme, wie beispielsweise das INM-CM3.0. Dagegen ist in den Modellen NCAR-CCSM3.0 und UKMO-HADGEM1 eine sehr große Abnahme zu sehen. Sie zeigen am Anfang des 20. Jahrhunderts ein sehr großes Meereisvolumen, sowohl für den März als auch für den September, mit dem die beiden Modelle außerhalb des 90sten Perzentils liegen. Sie nähern sich zum Ende des 21. Jahrhunderts den anderen Modellen an.

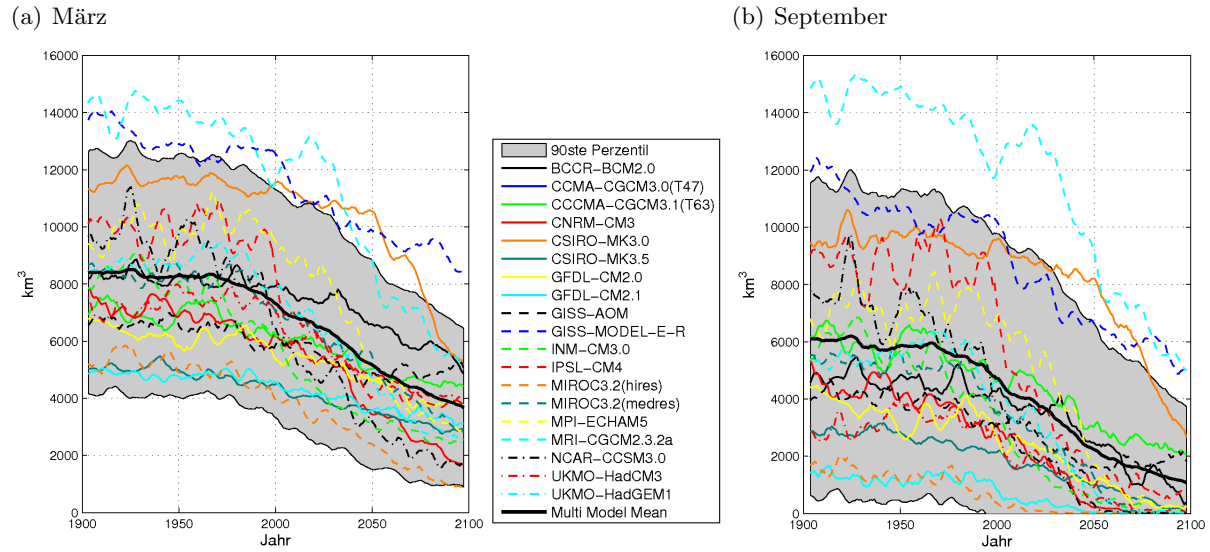


Abbildung 5.16: Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der **Zentralarktis** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.

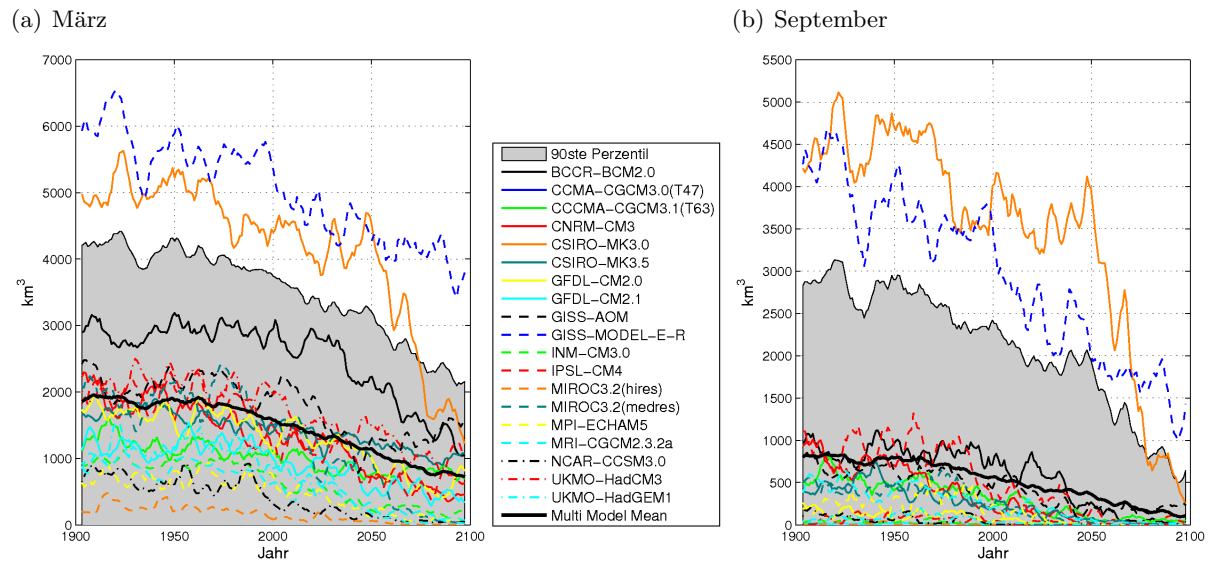


Abbildung 5.17: Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der **Barentssee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.

5.3.2 Der Jahresgang des Meereisvolumens

Veränderung des Jahresganges

Die Veränderung des Jahresganges des Meereisvolumens wird dominiert durch die Reduktion des mittleren Meereisvolumens. Die Streuung der Modellergebnisse verringert sich im Sommer. Dieses ist unter anderem in Abbildung 5.18 zu sehen, dort wird in (a) der Jahresgang der Arktis, in (b) der Zentralarktis und in (c) der Barentssee gezeigt. In der Zentralarktis kann das Modell MRI-CGCM2.3.2a den erwarteten Jahresgang, mit einem Maximum im März und einem Minimum im September, nicht darstellen. Stattdessen ist ein Minimum im Juni und ein Maximum im November sichtbar. Das Verhalten ist wahrscheinlich auf die große Meereisdicke, die das Modell in der Zentralarktis zeigt, zurückzuführen.

Es zeigt sich, dass ein Maximum im März/April und ein Minimum im August/September nur in der Arktis zu finden sind. Die anderen Regionen, in Abbildung A.32, zeigen das Maximum eher im April, beziehungsweise in der Barentssee und der Labradorsee im Mai. Das Minimum ist in allen Regionen im August/September zu finden. Wie bereits oben erwähnt, fallen die beiden Modelle CSIRO-MK3.0 und GISS-MODEL-E-R, beziehungsweise die Modelle NCAR-CCSM3.0 und UKMO-HADGEM1, in den entsprechenden Regionen durch ihr hohes Meereisvolumen auf.

Die Amplitude und Phase im Jahresgang

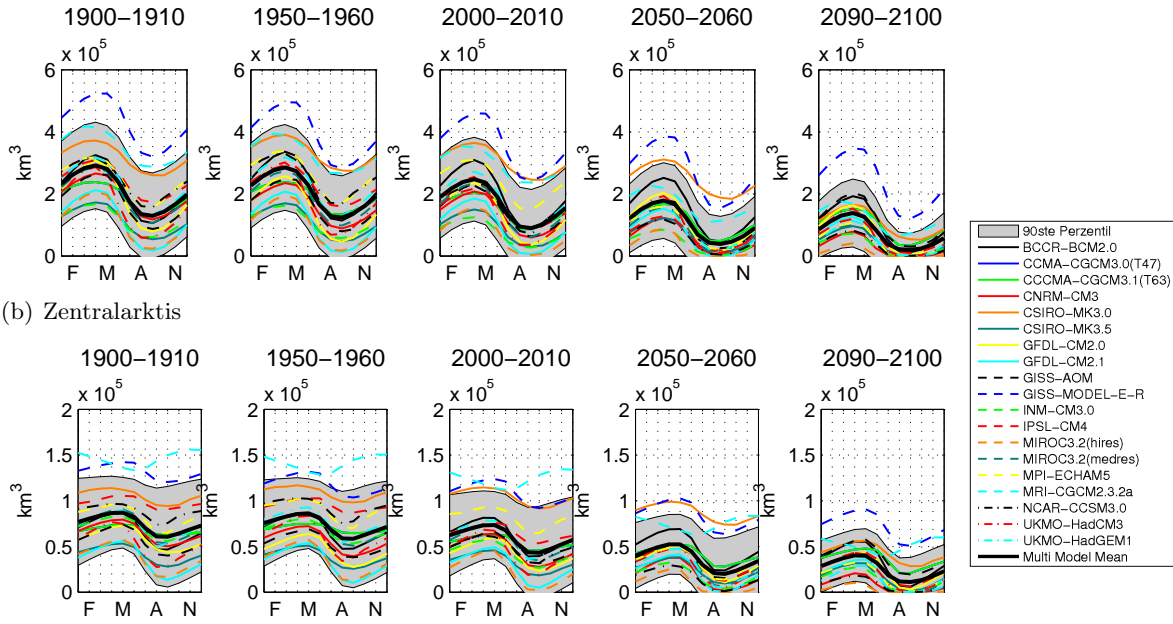
In Abbildung 5.19 ist die Amplitude und die Phase des Meereisvolumens in der Arktis zu sehen. Die Amplitude des Multi Model Means zeigt hier eine leichte Abnahme von circa 9000 km³ auf circa 7000 km³, da die Abnahme des Meereisvolumens für den März größer ist als diejenige für den September. In der Phase hingegen ist in allen Regionen im Multi Model Mean keine Veränderung zu sehen. In diesen Abbildungen ist nur zu erkennen, dass die einzelnen Modelle ihr Maximum, wie bereits oben erwähnt, zu unterschiedlichen Zeitpunkten im Jahr simulieren. Besonders fällt das Modell MRI-CGCM2.3.2a in der Zentralarktis auf, in Abbildung A.33, das ein Maximum des Meereisvolumens im November berechnet. Ebenso fällt, wie in Kapitel 5.1.2, das Modell CSIRO-MK3.0 deutlich heraus. Es zeigt in der Phase eine sehr große Variation, die auch hier in den jeweiligen Abbildungen wieder zu finden ist. Des Weiteren ist in der Abbildung A.33 zu sehen, dass die Amplitude zunächst eine leichte Zunahme und erst danach eine leichte Abnahme zeigt.

In der Barentssee (Abbildung A.35) ist ebenfalls eine leichte Abnahme der Amplitude des Multi Model Means zu erkennen. Einige Modelle zeigen zum Ende des 21. Jahrhunderts eine Amplitude, die sich nahe bei Null befindet, wie zum Beispiel das Modell MIROC3.2 (hires). Andere Modelle zeigen hingegen eine Zunahme der Amplitude, wie beispielsweise das GISS-MODEL-E-R. Ein ähnliches Verhalten der Modelle ist auch in den Regionen der GIN-See (Abbildung A.34) und der Karasee (Abbildung A.36) zu sehen.

Die Simulationen für die Randmeere Laptevsee (Abbildung A.37) und Ostsibirische See (Abbildung A.38) zeigen hingegen in der Amplitude kaum eine Veränderung im Multi Model Mean. Es ist in einigen Modellen eine Abnahme zu sehen, andere zeigen hingegen eine Zunahme der Amplitude, so dass sich die Änderungen im Multi Model Mean ausbalancieren.

In der Labradorsee ist ebenfalls eine Abnahme der Amplitude zu sehen. Das Modell INM-CM3.0, welches bereits in Kapitel 5.3.1 genannt, geringe Variationen zeigte, simuliert auch dort nur eine sehr kleine Amplitude. In der Phase hingegen fällt besonders das Modell MRI-CGCM2.3.2a auf, das eine sehr große Abnahme zum Ende des 21. Jahrhunderts zeigt.

(a) Arktis



(b) Zentralarktis

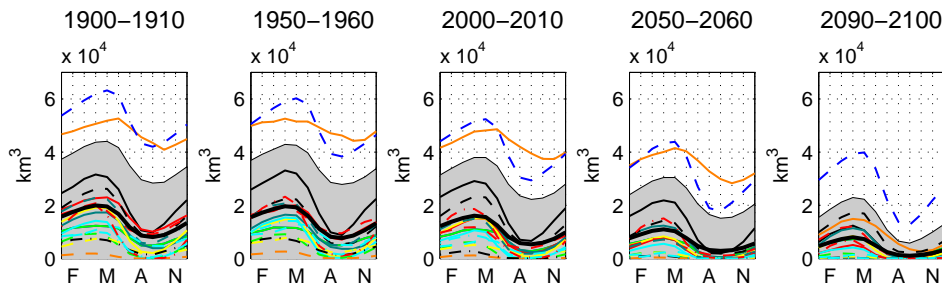


Abbildung 5.18: Der Jahresgang des Meereisvolumens für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die gesamte Arktis, in (b) die Zentralarktis und in (c) die Barentssee dargestellt.

5.3.3 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Insgesamt ist erkennbar, dass das Meereisvolumen in allen Regionen eine Abnahme zeigt. Diese Abnahme ist für viele Regionen im März größer als im September. Aus diesem Grund ist in der Amplitude des Jahresganges eine Zunahme sichtbar.

In der Zentralarktis, in Abbildung 5.16, zeigt das Modell MRI-CGCM2.3.2a für den September ein größeres Meereisvolumen als für den März. Dieses ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass das Modell für den September in der Zentralarktis eine größere Dicke als für den März und in der Meereisausdehnung nur eine minimale Abnahme zeigt. Die beiden Modelle CSIRO-MK3.0 und GISS-MODEL-E-R, die beim Meereisvolumen in einigen Regionen ein sehr großes Volumen simulieren, zeigten bereits in der Meereisausdehnung und der Meereisdicke ein ähnliches Verhalten. Somit ist dieses auch im Meereisvolumen wieder zu finden.

Die Verschiebungen der Maxima und Minima in der Meereisdicke, die im Jahresgang zu sehen ist, sind auch noch im Meereisvolumen, durch die Verschiebung der Maxima zu den Mo-

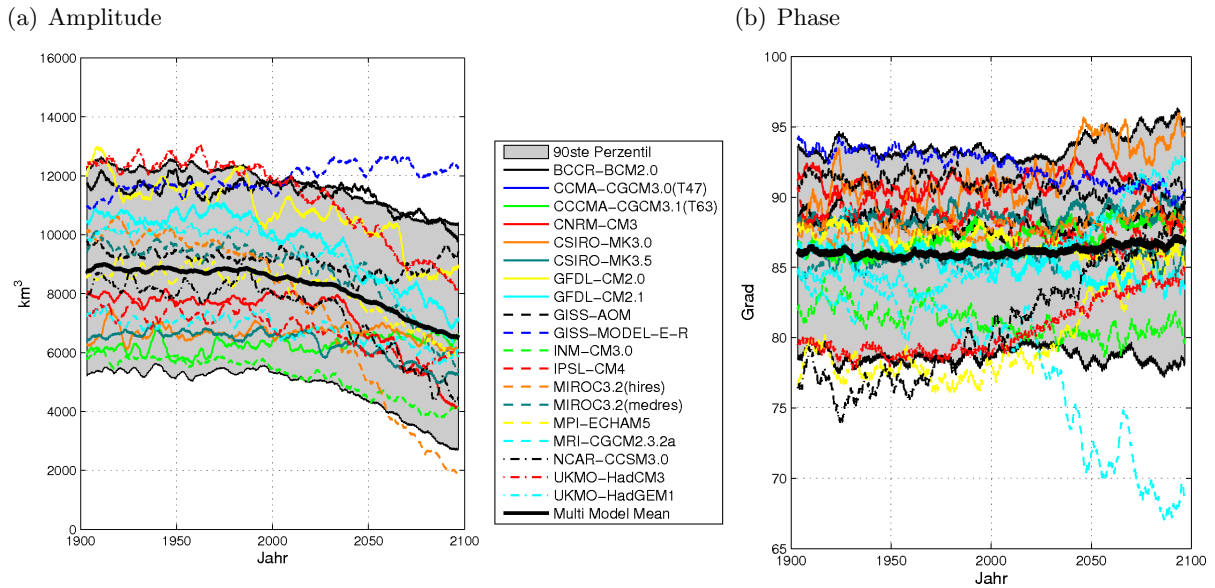


Abbildung 5.19: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der gesamten **Arktis** für alle CMIP3 Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

naten April und Mai zu erkennen. Allerdings überwiegt die Abnahme der Meereisausdehnung für den Sommer gegenüber der Zunahme der Meereisdicke, da sich das Minimum des Meereisvolumens noch etwa im September befindet. Ebenfalls ist die Verlängerung des Zeitraums mit minimalem Volumen wieder zu finden, das bereits in der Meereisausdehnung zu sehen war.

Insgesamt nimmt das Meereisvolumen prozentual schneller ab als die Meereisausdehnung, weil der negative Trend der Meereisausdehnung im Winter im 21. Jahrhundert geringer ist (Gregory, 2002). Damit lässt sich erklären, weshalb die Amplitude des Meereisvolumen ebenso wie die Amplitude der Meereisdicke eine Abnahme zeigen, während in der Amplitude der Meereisausdehnung eine Zunahme zu sehen ist. In der Meereisdicke zeigt sich, wie oben bereits erwähnt, dass das mehrjährige dicke Eis abnimmt (Kwok, 2004) und das einjährige dünne Eis zunimmt (Maslanik *et al.*, 2007). Somit ist in der Meereisdicke ein Trend zu dünnerem Eis zu finden, der sich im Meereisvolumen erkennen lässt und in der Amplitude ebenfalls ersichtlich ist. Nach Kwok *et al.* (2009) ist der relative Verlust beim Volumen des mehrjährigen Eises größer als beim gesamten Meereisvolumen, da hier ein Teil durch einen positiven Trend im einjährigen Meereisvolumen kompensiert wird.

Die Modelle zeigen beim Meereisvolumen ein sehr divergentes Verhalten sowohl für März und September als auch in der Amplitude und Phase des Jahresgangs. Es zeigt sich, dass über eine Veränderung der Phase keine Aussage getroffen werden kann, da die Modelle hier ein unterschiedliches Verhalten zeigen. Aber auch in der Amplitude und im Meereisvolumen für die Monate März und September ist die Modellunsicherheit sehr groß. Die Unsicherheiten zeigen eine ähnliche Größe wie die Abnahme des Meereisvolumens selber.

In Beobachtungsdaten ist eine Abnahme des Meereisvolumen zu sehen. Kwok *et al.* (2009) werteten eine Zeitreihe von 2003 – 2008 von Satellitendaten für den Arktischen Ozean aus. Sie kamen auf ein mittleres Meereisvolumen im Winter von circa 16400 km^3 , wobei eine Abnahme

von 17400 km^3 (2003) auf 13900 km^3 (2008) zu sehen war (siehe Abbildung 5.15).

Kapitel 6

Sensitivität der Meereisausdehnung in Klimamodellen

Der anthropogen verursachte Klimawandel und der damit verbundene Anstieg der Oberflächentemperatur ist eine wichtige Ursache für die Abnahme der Meereisausdehnung (*Bernstein et al.*, 2007, Kapitel 1). Die Temperaturzunahme wird von den einzelnen Klimamodellen unterschiedlich simuliert. Dieser Zunahme entsprechend sollte die Meereisausdehnung zurückgehen, so dass sich ein linearer Zusammenhang zwischen der Temperaturänderung und der Änderung der Meereisausdehnung ergeben sollte, wenn die einzelnen Modelle eine ähnliche Sensitivität zwischen den beiden Komponenten zeigen. *Winton* (2011) vermutet einen linearen Zusammenhang zwischen dem globalen Temperaturanstieg und der Meereisabnahme. Der Proportionalitätsfaktor ist dabei ein Maß für die Sensitivität des Meereises. Im Folgenden wird dieser Zusammenhang in den CMIP3-Modellen für die einzelnen Regionen näher untersucht.

Winton (2011) zeigt, dass die Sensitivität in einzelnen Modellen geringer ist als in den Beobachtungen. Eine mögliche Ursache ist die Unterschätzung der natürlichen Variabilität in Klimamodellen (*Winton*, 2011).

Um die Sensitivität der Klimamodelle zu untersuchen, werden jeweils die Jahresmittelwerte und die jahreszeitlichen Mittelwerte für die Sommermonate (Juli, August, September) und für die Wintermonate (Januar, Februar, März) untersucht. Es wird bei der Temperatur jeweils die globale und die über die nördliche Hemisphäre (NH) gemittelte Temperatur betrachtet. Die Änderungen der Größen wird zwischen den letzten 30 Jahren des 20. Jahrhunderts (1970–2000) und des 21. Jahrhunderts (2070 – 2100) untersucht. Somit ergeben sich für die Änderung der Meereisausdehnung negative Werte, da diese abnimmt. Für die Änderung der Temperatur ergeben sich dementsprechend positive Werte, da diese zunimmt. Zwischen diesen Werten wird eine lineare Regression durchgeführt.

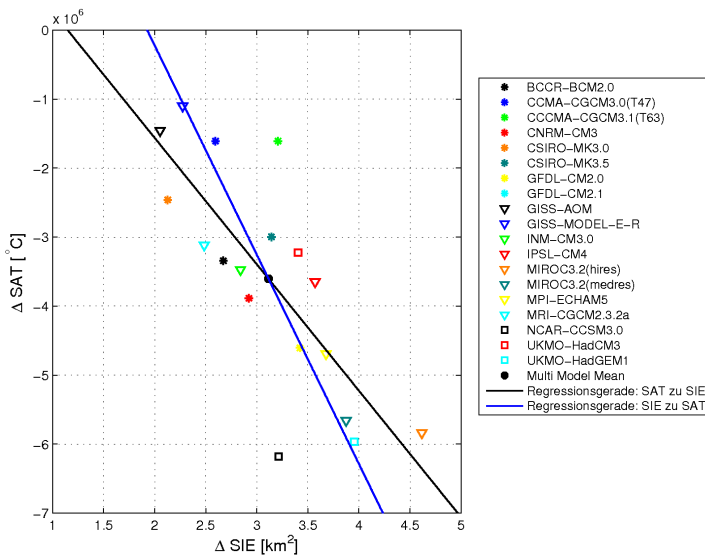
In diesem Kapitel werden nur die wichtigsten Abbildungen vorgestellt, beziehungsweise einige Abbildungen werden stellvertretend gezeigt. Die Abbildungen der restlichen Regionen sind der Vollständigkeit halber im Anhang A.6 zu finden. Des Weiteren sind dort Tabellen aufgeführt, in denen die Steigungen der Regressionsgeraden, die Korrelation und die erklärte Varianz eingetragen sind. In den Abbildungen sind die Regressionsgeraden auf beide Größen eingezeichnet. Der Öffnungswinkel ist ebenfalls ein Maß für die Güte des linearen Zusammenhangs.

Im folgenden Abschnitt soll untersucht werden, ob die Modelle in den einzelnen Regionen eine ähnliche Sensitivität aufweisen. Die Modelle unterscheiden sich in der simulierten Intensität der globalen Erwärmung. Verhält sich die Reduktion der Meereisausdehnung in den Modellen ähnlich, so läßt sich ein allgemein gültiger Zusammenhang zwischen der Änderung der Temperatur (SAT) und der Meereisausdehnung (SIE) ableiten.

6.1 Änderungen der Jahresmittel

Die Änderung der Jahresmittelwerte der Temperatur und die Änderung der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung für die Arktis sind in Abbildung 6.1 zu sehen. Dort ist jeweils die Änderung für die global gemittelte Temperatur und die Änderung der über die nördliche Hemisphäre gemittelten Temperatur zu sehen. Neben den einzelnen Modellen, die farbig dargestellt sind, sind noch die beiden Regressionsgeraden zu sehen. Für die eine Gerade wird eine Regressionsgerade der Änderung der Temperatur auf die Änderung der Meereisausdehnung (schwarz) und für die andere Gerade wird eine Regressionsgerade der Änderung der Meereisausdehnung auf die Änderung der Temperatur (blau) berechnet. In dem ersten Fall wird der vertikale und in dem zweiten Fall der horizontale Abstand zwischen allen Punkten und der Ausgleichsgeraden minimiert.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

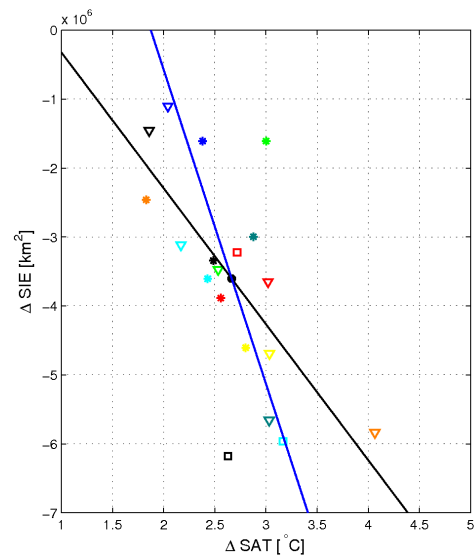


Abbildung 6.1: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Arktis** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

In Abbildung 6.1 ist zu sehen, dass die Änderung der Meereisausdehnung besser mit der Änderung der Temperatur der nördlichen Hemisphäre als mit der Änderung der globalen Temperatur erklärt werden kann. In beiden Abbildungen ist der Öffnungswinkel zwischen den beiden Ausgleichsgeraden im Vergleich zu den später folgenden Regionen relativ klein, mit erklärten Varianzen von 0.60 für die Temperatur der nördlichen Hemisphäre und 0.43 für die global

gemittelte Temperatur. Es ist in den meisten Regionen zu sehen, dass die Sensitivität der Meereisausdehnung zur Temperatur der nördlichen Hemisphäre größer ist als zur Globaltemperatur. Deshalb wird im Weiteren nur noch auf die Temperatur der nördlichen Hemisphäre eingegangen.

Abbildung A.40 zeigt die Sensitivität der Zentralarktis für die Jahresmittelwerte. Hier ist der Zusammenhang schwächer als in der gesamten Arktis, was sowohl der Öffnungswinkel der beiden Geraden als auch Tabelle A.6 zeigt. Andere Randmeere (Karasee, Laptevsee, Ostsibirische See, Labradorsee) zeigen ebenfalls ein ähnliches Verhalten wie die gesamte Arktis mit erklärten Varianzen von 0.07 bis 0.43 für die Temperatur der nördlichen Hemisphäre (siehe Abbildung A.43, A.44, A.45, A.46).

In der Barentssee (Abbildung A.42) fällt hingegen auf, dass die Modelle eine große Streuung und dementsprechend auch die beiden Geraden einen großen Öffnungswinkel aufweisen. Ein derartiges Verhalten ist auch in der GIN-See (Abbildung A.41) zu sehen. In beiden Fällen ist erkennbar, dass einzelne Modelle ein anderes Verhalten zeigen. In der Barentssee ist eines dieser Modelle das MIROC3.2 (medres) oder auch das MIROC3.2 (hires). In der GIN-See betrifft dies das Modell CSIRO-Mk3.0. Somit sind es einzelne Modelle, die zu diesen großen Öffnungswinkeln der beiden Regressionsgeraden führen. Das beschriebene Verhalten für diese beiden Regionen ist auch in der Tabelle A.6 zu erkennen. Dort ist zu sehen, dass das Verhalten der einzelnen Modelle keinen linearen Zusammenhang aufweist, da die Werte der erklärten Varianz mit 0.10 und 0.21 klein sind.

6.2 Änderungen der jahreszeitlichen Mittelwerte

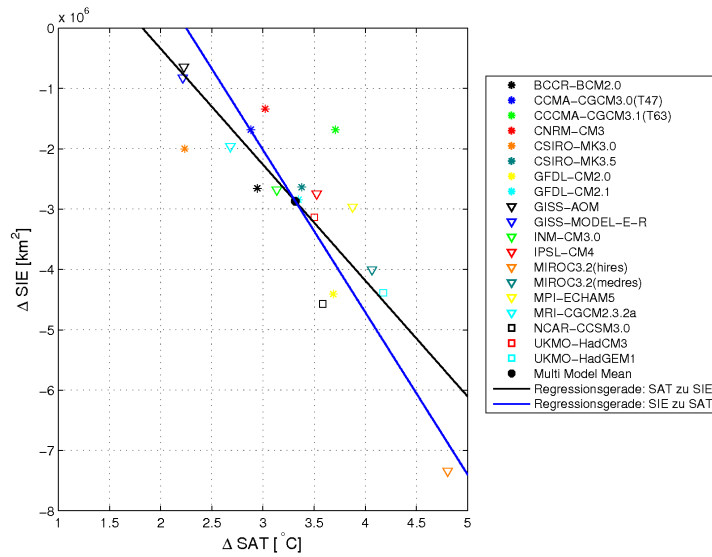
Die Veränderungen im Winter sind in den einzelnen Regionen sehr unterschiedlich. In Abbildung 6.2 (a) ist das Verhalten für die Arktis zu sehen. Die Änderung weist hier den besten linearen Zusammenhang, mit einer erklärten Varianz von 0.71, von allen hier betrachteten Regionen und Zeiträumen auf (siehe Tabellen A.6, A.7 und A.8). Wiederum ist hier der Zusammenhang mit der Temperatur der nördlichen Hemisphäre besser als der Zusammenhang mit der globalen Temperatur (siehe Abbildung A.47).

Die Regionen Zentralarktis, Karasee, Laptevsee und Ostsibirische See zeigen ein anderes Bild (siehe Abbildung 6.2 (b), A.50, A.51, A.52), da hier die prognostizierte Abnahme der Meereisausdehnung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts geringer ist (wie in Kapitel 5.1.1 zu sehen). In diesen Gebieten zeigen nur wenige Modelle, wie beispielsweise das MIROC3.2 (hires), große Änderungen sowohl in der Temperatur als auch in der Meereisausdehnung. Die erklärten Varianzen in diesen Gebieten liegen zwischen 0.26 und 0.54.

In Regionen wie der Labradorsee, der GIN-See und der Barentssee zeigen die Modelle eine Abnahme der Meereisausdehnung. In diesen Regionen ist die Streuung der Modellergebnisse groß. Aus der Tabelle A.7 geht hervor, dass sich die erklärten Varianzen in diesen Regionen zwischen Werten von 0.04 und 0.40 befinden.

In den Sommermonaten ist der Zusammenhang zwischen der Änderung der Meereisausdehnung und der Änderung der Temperatur geringer als in den Wintermonaten beziehungsweise in einigen Regionen nicht vorhanden. In allen betrachteten Regionen ist eine große Streuung der Modellergebnisse zu sehen, beispielsweise in der Barentssee und der GIN-See (Abbildung 6.3 (NH) und A.55 (global)). Die Zentralarktis weist die größte erklärte Varianz im Sommer von allen hier betrachteten Regionen auf, mit einem Wert von 0.43 für die Temperatur der nördlichen Hemisphäre (siehe Tabelle A.8).

(a) Arktis: Änderung der Temperatur der NH



(b) Zentralarktis: Änderung der Temperatur der NH

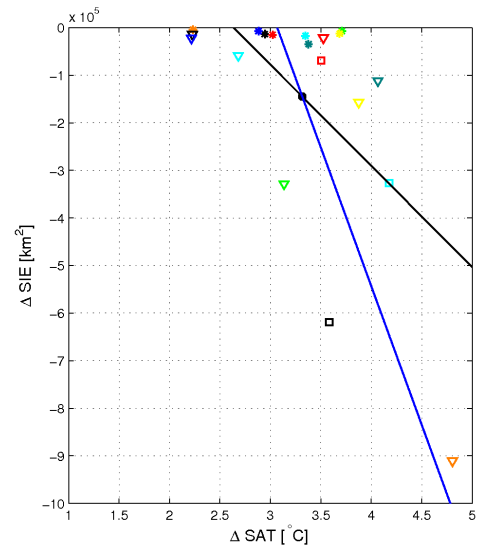


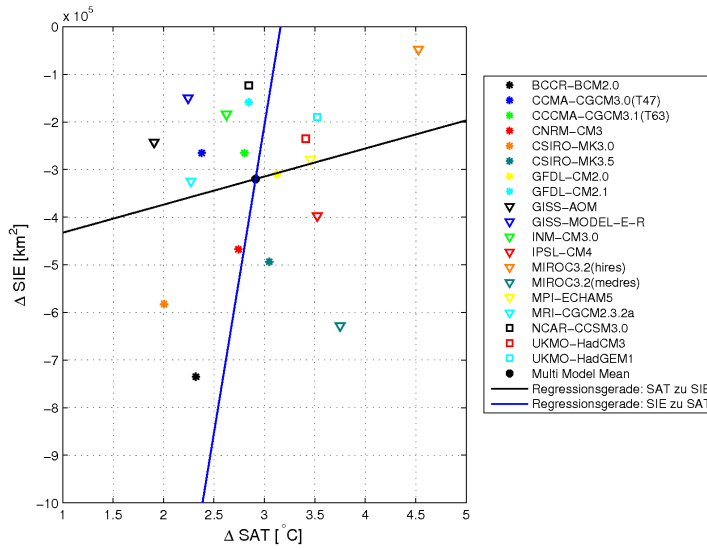
Abbildung 6.2: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Temperatur der nördlichen Hemisphäre und (a) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Wintermittelwerte in der **Arktis** und (b) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Wintermittelwerte in der **Zentralarktis**; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

6.3 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Die Untersuchung zeigt, dass ein linearer Zusammenhang zwischen der globalen Erwärmung und der Reduktion der Meereisausdehnung nur bedingt von den Modellen im CMIP3-Datensatz reproduziert wird. Der Zusammenhang zwischen der Meereisausdehnung und der Temperatur ist für die Temperatur der nördlichen Hemisphäre besser als für die Globaltemperatur. Insgesamt ist zu sehen, dass die Relation zwischen der Oberflächentemperatur und der Meereisausdehnung im Sommer am schlechtesten ist. Hier zeigen die Modelle mit der Zunahme der Temperatur und der Abnahme der Meereisausdehnung eine deutlich unterschiedliche Sensitivität. In den Modellen führt eine starke Erwärmung teilweise zu sehr geringen Änderungen der Meereisausdehnung. Wie aus den Tabellen A.6, A.7 und A.8 hervorgeht, ist die erklärte Varianz, sowohl im Zusammenhang mit der Temperatur der nördlichen Hemisphäre als auch im Zusammenhang mit der Globaltemperatur, im Sommer am geringsten. Somit lässt sich für den Sommer kein allgemein gültiger Zusammenhang zwischen der Änderung der Temperatur und der Meereisausdehnung ableiten.

Es zeigt sich, dass der lineare Zusammenhang der Sensitivitäten von allen hier betrachteten Regionen und Zeiträumen in der gesamten Arktis im Winter am besten ist. Dass dieses nicht in Regionen wie der GIN-See, Barentssee oder Labradorsee zu sehen ist, obwohl sich eine Variation in der Meereisausdehnung zeigt, hängt mit der großen Modellunsicherheit in diesen Regionen zusammen, welche sich bereits in Kapitel 5 zeigte. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts ist in den Regionen Zentralarktis, Karasee, Laptevsee und Ostsibirische See im Winter keine Sensitivität zu sehen. Es zeigt sich im Winter nur eine geringe Änderung der Meereisausdehnung. Dass

(a) Barentssee: Änderung der Temperatur der NH



(b) GIN-See: Änderung der Temperatur der NH

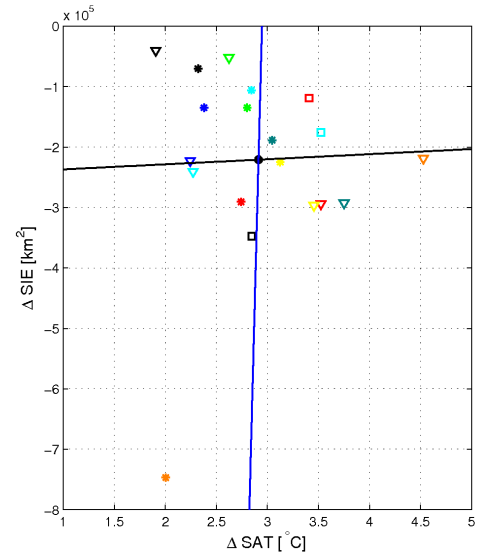


Abbildung 6.3: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Temperatur der nördlichen Hemisphäre und (a) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Sommermittelwerte in der **Barentssee** und (b) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Sommermittelwerte in der **GIN-See**; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

beispielsweise in der Karasee trotzdem eine erklärte Varianz von 0.54 zu sehen ist, ist auf die Variationen einiger weniger Modelle wie das MIROC3.2 (hires) zurückzuführen.

Ebenfalls ist für die Jahresmittelwerte der beste Zusammenhang zwischen den Änderungen der Temperatur und der Meereisausdehnung in der gesamten Arktis zu finden. Auch hier ist in den Randmeeren kein Zusammenhang sichtbar.

Die Barentssee, die GIN-See, die Labradorsee und die Ostsibirische See zeigen in keinem der betrachteten Zeiträume einen guten Zusammenhang zwischen den Sensitivitäten in den einzelnen Klimamodellen. In der Barentssee, der GIN-See und der Labradorsee ist dieses auf die großen Modellunsicherheiten zurückzuführen.

Insgesamt lässt sich nur für die gesamte Arktis in den Jahresmittelwerten und in den Wintermittelwerten ein Zusammenhang ableiten. Für die einzelnen Regionen und Randmeere ist dieses insbesondere im Sommer und Winter nicht möglich.

Kapitel 7

Variabilität der Meereisausdehnung

Die zeitliche Variabilität der Meereisausdehnung ist von verschiedenen Faktoren abhängig. In den vorangegangenen Kapiteln wurde untersucht, wie sich unter anderem die Meereisausdehnung durch den anthropogen verursachten Klimawandel verändert. In diesem Kapitel soll nun darauf eingegangen werden, ob auch die natürliche Variabilität der Meereisausdehnung in den Monaten März und September durch den Klimawandel beeinflusst wird und damit in der Variabilität ein weiteres Indiz für den anthropogen verursachten Klimawandel zu finden ist. Wie bereits in Kapitel 1.3 beschrieben, ändern sich die Prädiktoren der Meereisausdehnung. So wird der Einfluss der Meereisdicke und der atmosphärischen Zirkulation im Winter wichtiger und die atmosphärischen Zirkulation im Sommer verliert an Einfluss auf die Meereisausdehnung (*Holland und Stroeve, 2011*). Ob diese Veränderung der Prädiktoren Auswirkungen auf den Jahresgang der Variabilität der Meereisausdehnung hat wird in diesem Kapitel näher betrachtet. Dafür werden die Monate März und September genauer untersucht.

Die interannualen und dekadischen Variabilitäten der Meereisausdehnung werden in Kapitel 7.1 betrachtet. Dort wird die Veränderung der Varianzen für die Monate März und September abgeleitet. Des Weiteren wird betrachtet, ob bei den multidekadischen Variabilitäten eine Veränderung durch den anthropogenen Einfluss sichtbar ist (Kapitel 7.2).

7.1 Interannuale und dekadische Variabilitäten

Die Meereisausdehnung weist in der Arktis eine natürliche Variabilität auf. Diese interannuale und dekadische Variabilität der Meereisausdehnung wird hier für März und September genauer betrachtet. Des Weiteren wird über die Daten ein fünfjähriges gleitendes Mittel gelegt und die dekadische Variabilität betrachtet. Dieses wird für die Kontrollläufe und die Szenarienläufe der jeweiligen Modelle untersucht. Es ist zu beachten, dass nicht für alle Modelle beide Läufe vorliegen und somit teilweise die Berechnungen für unterschiedliche Modelle durchgeführt werden.

Von den Kontrollläufen wird zunächst ein linearer Trend von der Zeitserie abgezogen. Es liegen Zeitserien zwischen 100 und 200 Jahren vor.

Szenarienläufen wird ein Polynom vierter Ordnung abgezogen, um den anthropogen verursachten Trend zu eliminieren. Danach werden Zeiträume mit einer Länge von 50 Jahren getrennt untersucht. Diese sind 1900 – 1950, 1950 – 2050, 2000 – 2050 und 2050 – 2100. Es wird für diese Zeiträume jeweils eine Standardabweichung berechnet.

In Abbildung 7.1 sind die Standardabweichungen für den März gegen die Standardabweichungen für den September für interannuale Standardabweichungen aufgetragen und in Abbildung A.60 ist dieses für Standardabweichungen auf dekadische Zeitskalen zu sehen. Zusätzlich ist die Winkelhalbierende eingezeichnet. Nach Abbildung 7.1 scheint es eine Teilung der Werte zu geben, welche in Abbildung A.60 noch etwas deutlicher zu sehen ist. Die Standardabweichungen für den Zeitraum 1900 – 1950 (blau) liegen relativ gleichmäßig um die Winkelhalbierende verteilt, während die Werte für den Zeitraum 2050 – 2100 (rot) eher oberhalb der Winkelhalbierenden liegen. Die Standardabweichungen der Kontrollläufe liegen hingegen eher unterhalb der Winkelhalbierenden. Somit scheint es eine Veränderung der Variabilität mit der Zeit zu geben. Eine Berechnung der Regressionsgeraden zwischen den einzelnen Modellen für den jeweiligen Zeitraum ergab keinen besser sichtbaren Unterschied, aufgrund abweichender Werte einzelner Modelle. Im Folgenden wird die Veränderung der Variabilität näher betrachtet.

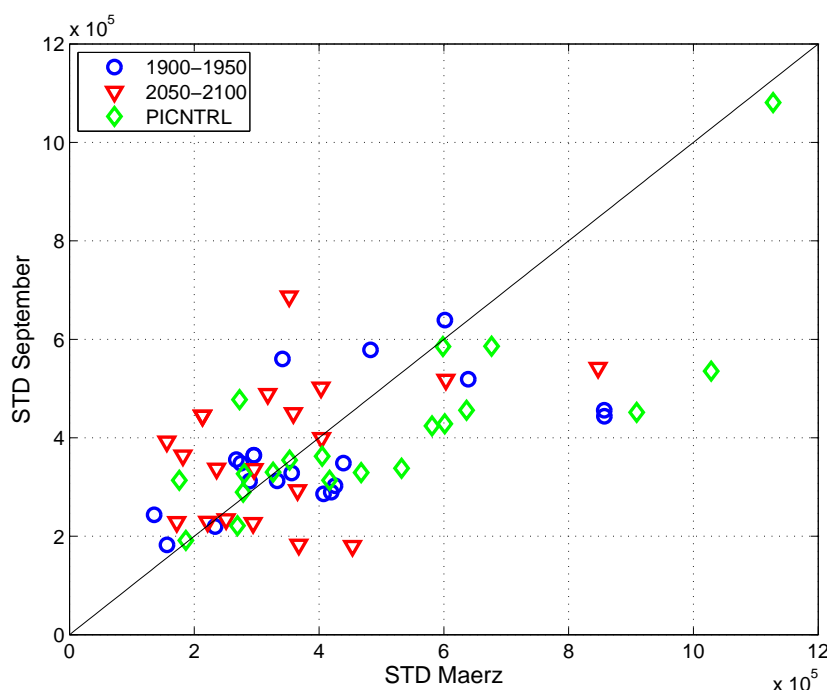


Abbildung 7.1: Interannuale Variabilität der vorindustriellen Werte (grün), und der beiden Zeitreihen von 1900 – 1950 (blau) und 2050 – 2100 (rot); es ist jeweils die Standardabweichung im März gegen die Standardabweichung im September aufgetragen; vorab wurde der anthropogene Trend von den Szenarienläufen abgezogen.

Die Veränderung der Standardabweichung ist zusätzlich in den Tabellen A.9 und A.10 für die interannuale Variabilität und in den Tabellen A.11 und A.12 für die dekadische Variabilität jeweils für März und September aufgeführt. Die Ergebnisse deuten für beide Fälle auf eine Veränderung der Variabilität hin. Diese Veränderung ist sowohl in den Monaten selbst zu erkennen, als auch bei dem Vergleich der Veränderung im März und im September. Viele der Modelle scheinen für den März eine Abnahme der Variabilität und für den September eine Zunahme der Variabilität zu zeigen.

Im Modelllauf mit den vorindustriellen Werten ist erkennbar, dass die Variabilität für den März bei der Mehrzahl der Modelle größer ist als für den September. Dieses verschiebt sich bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Dort zeigt ein Großteil der Modelle die größere Variabilität

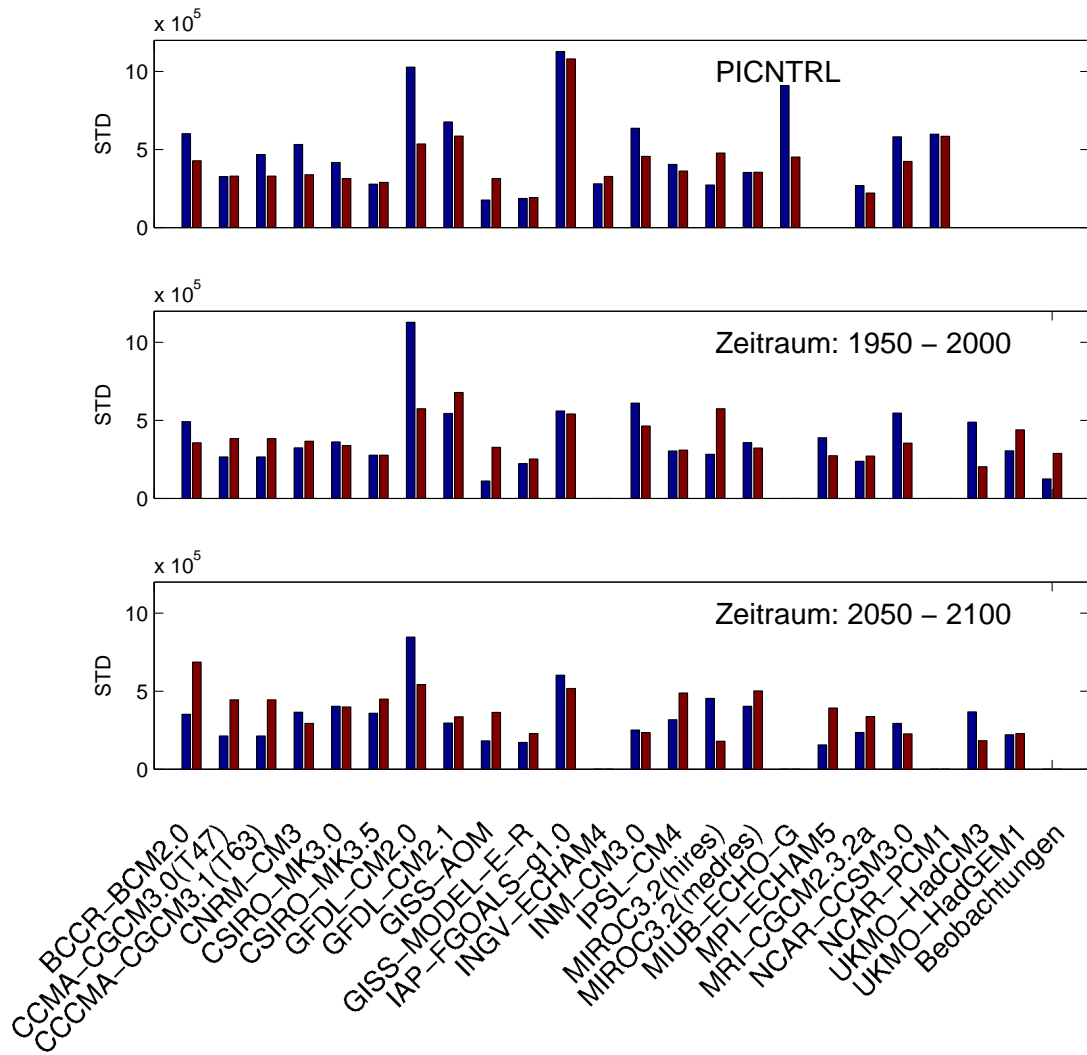


Abbildung 7.2: Die Veränderung der interannualen Variabilität für den März und für den September; in blau die Standardabweichung für den März und in rot die Standardabweichung für den September; in der oberen Abbildung sind die Kontrollläufe der Modelle dargestellt, in der mittleren Abbildung der Zeitraum 1950 – 2000, und in der unteren Abbildung der Zeitraum 2050 – 2100; in der mittlern Abbildung sind zusätzlich die Beobachtungen eingetragen.

für den September. Dieses ist in Abbildung 7.2, beziehungsweise Abbildung A.60, erkennbar.

Im Zeitraum 1950 – 2000 ist zusätzlich zu den Modellen noch die Variabilität in den Beobachtungsdaten dargestellt. Die Beobachtungen zeigen, dass die Variabilität für den September bereits höher ist.

Ein derartiges Verhalten ist sowohl bei der interannualen Variabilität, als auch bei der dekadischen Variabilität, bis ins Jahr 2100 bei der überwiegenden Mehrheit der Modelle zu erkennen. Der Vergleich zeigt, dass der Unterschied in den interannualen Variabilitäten größer ist als in den dekadischen Variabilitäten. Allerdings sind die größeren Variabilitäten im September zu finden. Somit scheint die größere Variabilität im September nicht von einzelnen Ereignissen bestimmt zu sein, sondern es scheint sich insgesamt etwas in der Variabilität zu ändern.

7.2 Veränderung der multidekadischen Variabilität

Zur genaueren Betrachtung der Veränderung der multidekadischen Variabilität wurde über die Zeitserien der Meereisausdehnung ein elfjähriges gleitendes Mittel gelegt. Mit Hilfe des elfjährigen gleitenden Mittels wird die multidekadische Variabilität betrachtet, da alle Variabilitäten, die kleiner sind, herausgefiltert werden. Dieses wird jeweils für die Zeitserien der Meereisausdehnung im März und im September getrennt durchgeführt. Im Folgenden werden die zwei Zeiträume 1950 – 2050 und 1950 – 2100 für die Szenarienläufe näher betrachtet. Es wird für die sich daraus ergebenden Zeitserien jeweils eine lineare Regression und die Korrelation zwischen März und September berechnet. Bei den Kontrollläufen wird jeweils ein linearer Trend abgezogen.

Für die Szenarienläufe werden zwei Fälle betrachtet. Es werden die Simulationen mit dem anthropogenen Trend betrachtet und zusätzlich wird von den Zeitserien der anthropogene Trend des jeweiligen Monats mit Hilfe eines Polynoms vierter Ordnung abgezogen. Nachdem der anthropogene Trend abgezogen wurde, werden die Zeiträume 1950 – 2050 und 1950 – 2100 herausgesucht und jeweils eine lineare Regression und die Korrelation zwischen März und September berechnet.

Für jedes Modell wird der Korrelationskoeffizient und die Steigung der linearen Regression zwischen den Zeitserien für die Meereisausdehnung für den März und für den September abgeleitet. Abbildung 7.3 zeigt die Ergebnisse für die einzelnen Fälle. Die genauen Werte sind aus den Tabellen A.13 bis A.17 zu entnehmen. In diesen Tabellen sind zusätzlich die erklärte Varianz, die Standardabweichungen der Zeitserien von März und September und die Unsicherheit der Regressionsgeraden in einem 90%-Konfidenzintervall eingetragen. Für die Kontrollläufe ist aus der Tabelle ersichtlich, dass sich die Steigung der Regressionsgeraden in den meisten Fällen im Intervall zwischen Null und Eins befindet. Bei einer Steigung kleiner als Eins ist der März sensibler als der September.

Zwei der Modelle zeigen eine Steigung, die größer als Eins ist. Dieses sind die Modelle INGV-ECHAM4 und MIROC3.2 (hires) (siehe Tabelle A.13). Die beiden Modelle zeigen größere Unsicherheiten als die anderen Modelle, so dass die Steigung der Regressionsgeraden auch kleiner als Eins sein könnte. Das Modell IAP-FGOAL-g1.0 zeigt eine Steigung von Eins. In diesem Fall zeigen die Monate eine ähnliche Sensitivität. Des Weiteren fällt das Modell MRI-CGCM2.3.2a auf, welches eine negative Steigung aufweist (in der Abbildung nicht erkennbar). Dieses hängt damit zusammen, dass die beiden Zeitserien antikorreliert sind. Trotz der Antikorrelation ist auch in diesem Modell der März sensibler.

Im Falle der Szenarienläufe mit anthropogenem Trend zeigt sich hingegen ein etwas anderes Verhalten. Aus den Tabellen A.14 und A.15 ist zu erkennen, dass die Steigungen der Regressionsgeraden zwischen März und September in den meisten Fällen größer als Eins sind. Daraus lässt sich schließen, dass die Sensitivität im September größer ist als im März. Des Weiteren sind in diesem Fall die Korrelationen zwischen März und September hoch, ebenso wie die erklärten Varianzen. Somit scheint es einen hohen Zusammenhang zwischen den Werten der Meereisausdehnung im März und im September zu geben. Dieses war auch im Kapitel 7.1 zu sehen.

In den Tabellen A.16 und A.17 wurde von den Szenarienläufen der anthropogene Trend in Form eines Polynoms vierter Ordnung abgezogen. Dieses ist für die beiden Zeiträume berechnet. In beiden Fällen zeigt sich, dass die Steigung der Regressionsgeraden in der Regel kleiner als Eins ist. Dort ist für die fünf oben beschriebenen Fälle die Steigung der Regressionsgeraden dargestellt. Die Korrelation entspricht dem Abstand zum Ursprung und die Steigung ist der

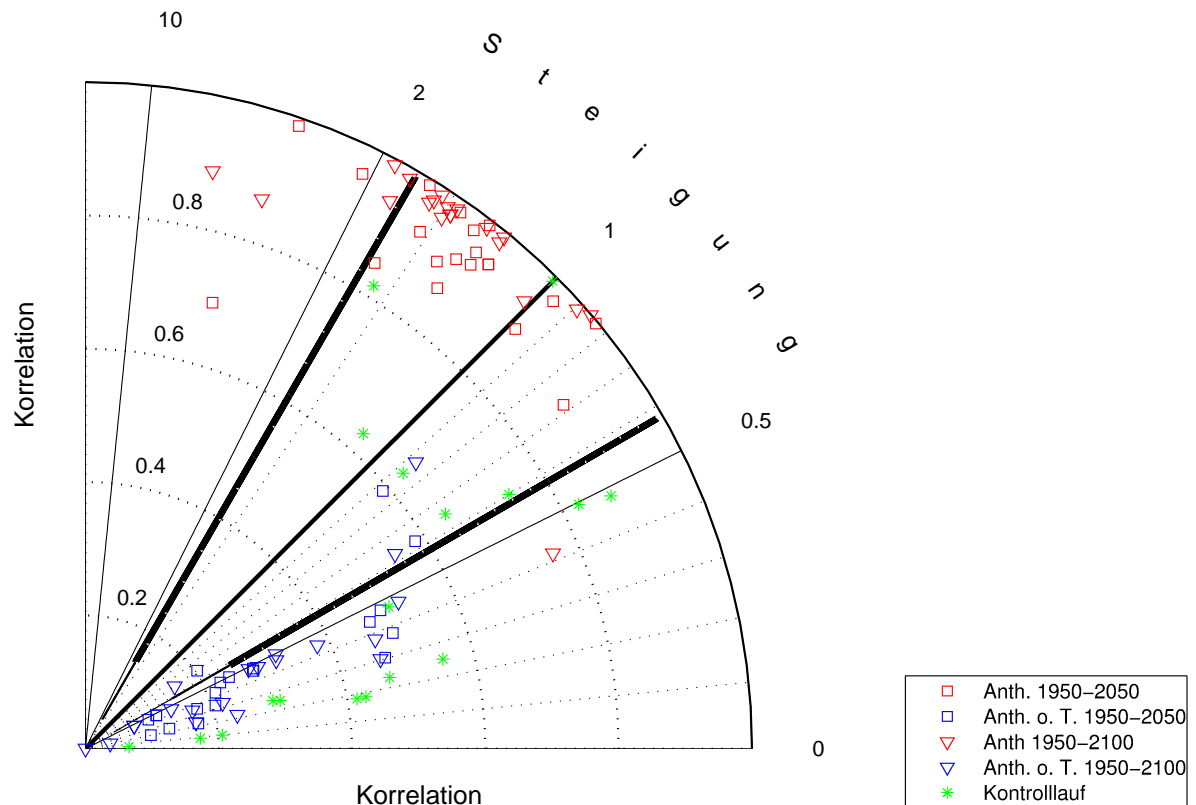


Abbildung 7.3: Veränderung der multidekadischen Variabilität für den Kontrolllauf, die Szenarien und die Szenarien ohne den anthropogenen Trend für die zwei Zeiträume 1950 – 2050 und 1950 – 2100.

Winkel zur Abzisse.

Es ist erkennbar, dass die Korrelation zwischen der Meereisausdehnung für den März und für den September für die Kontrollläufe und die Szenarioläufe ohne anthropogenen Trend schlechter ist als für die Szenarioläufe mit anthropogenem Trend. Ebenfalls ist zu sehen, dass die Steigungen einmal größer und einmal kleiner als Eins sind, so dass sich zwei Punktwolken bilden. Die eine Wolke befindet sich bei einer Korrelation, die kleiner als 0.5 ist und sich etwa bei einer Steigung von 0.5 befindet. Sie besteht aus den Werten für die Kontrollläufe und die Szenarioläufe ohne anthropogenen Trend. Die andere Punktwolke befindet sich bei einer hohen Korrelation und einer Steigung, die zwischen Eins und Zwei liegt. Dieses sind die Werte für die Szenarioläufe mit anthropogenem Trend. Somit scheint die Veränderung der multidekadischen Variabilität nicht anthropogen beeinflusst zu sein.

7.3 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Aus dem Kapitel 7.1 geht hervor, dass der anthropogene Klimawandel einen Einfluss auf die interannualen und dekadischen Variabilitäten der Meereisausdehnung zu haben scheint, da sich die Verhältnisse der Variabilitäten zueinander ändern. Die Modelle simulieren in den Läufen mit vorindustriellen Werten eine höhere interdekadische Variabilität für den März und eine geringere für den September. In dem A1B-Szenario ändert sich dieses Verhältnis zum Ende des 21. Jahrhunderts, dort zeigt sich für den September eine höhere Variabilität als für den März.

Dieses hängt wahrscheinlich mit der durch die globale Erwärmung verursachten Abnahme der Meereisdicke zusammen, wie in Kapitel 5.2.1 beschrieben. Wie bereits dargestellt, haben unterschiedliche Einflüsse Auswirkungen auf die Meereisausdehnung. Durch den anthropogenen Klimawandel nimmt das mehrjährige Eis ab und das dünnere einjährige Eis zu (*Kwok* (2004); *Maslanik et al.* (2007)). Das dünnere Eis schmilzt im folgenden Sommer schneller, was durch Rückkopplungsprozesse wie die Eis-Albedo-Rückkopplung und die Wasserdampf-Rückkopplung verstärkt wird und es somit zu einer höheren Variabilität in der Meereisausdehnung im September kommt. In den Wintermonaten hat der Eis-Albedo-Rückkopplungsprozess durch nicht vorhandene solare Einstrahlung keine Auswirkungen auf die Meereisausdehnung. Die Meereisausdehnung in den Wintermonaten wird wahrscheinlich weiterhin stärker von der atmosphärischen Zirkulation beeinflusst, wodurch sich unter bestimmten Bedingungen dickeres Eis ausbilden kann, was einen Einfluss auf die Meereisausdehnung in den Sommermonaten hat, da dieses langsamer abschmilzt. So kommt es nach *Maslanik et al.* (2011) seit dem Minimum 2008 wieder zu einer Zunahme des mehrjährigen Eises, was sie auf die atmosphärische Zirkulation zurückführen. Da im Winter zunächst dünnes Eis gebildet wird, ist hier die Variabilität geringer.

In den Klimasimulationen mit den vorindustriellen Werten gibt es wahrscheinlich eher ein Schwanken um relativ stabile Werte, wobei die Auswirkungen der atmosphärischen Zirkulationsmuster im März stärker sichtbar sind. *Holland und Stroeve* (2011) kamen zu dem Ergebnis, dass sich die Prädiktoren der Meereisausdehnung für den September ändern. So wird der Einfluss der atmosphärischen Zirkulation im Sommer geringer und der Einfluss der Meereisdicke und der atmosphärischen Zirkulation im Winter und Frühling nimmt zum Ende des 21. Jahrhunderts zu.

Ebenso kommen *Holland et al.* (2008) zu dem Ergebnis, dass die Variabilität der Meereisausdehnung für den September zunimmt. Sie stellten einen Zusammenhang zur Meereisdicke her, da bei dünnerem Eis große Flächen abschmelzen können, aber genauso können diese leicht konvergieren und so eine große Fläche bilden, was zu einer großen Variabilität führt. Somit könnte die zunehmende Variabilität im Sommer und die abnehmende Variabilität im Winter erklärt werden.

In Kapitel 7.2 zeigt sich, dass die multidekadische Variabilität scheinbar nicht vom anthropogenen Klimawandel beeinflusst wird, sondern die starke Abnahme der Meereisausdehnung im September auf den anthropogenen Einfluss zurückzuführen ist, da sich nach Abzug des anthropogenen Trends eine ähnliche Sensitivität wie in den Kontrollläufen ergibt. Dieses deutet darauf hin, dass sich das Verhalten der Meereisausdehnung durch den anthropogenen Einfluss im März und September ändert. Im Falle des vorindustriellen Kontrolllaufes zeigt sich, dass die Meereisausdehnung für den März und für den September nur in einem bestimmten Bereich zueinander variieren, so dass sich bei einer Regression eine Gerade mit einer Steigung zwischen Null und Eins ergibt. Dies ist auch bei dem A1B-Szenariolauf der einzelnen Modelle ohne anthropogenen Trend zu sehen. Somit scheint sich der Einfluss der multidekadischen Variabilität auf das Meereis nicht mit dem Klimawandel zu verändern.

Kapitel 8

Auswirkungen der Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee

Der Barentssee kommt, wie bereits in Kapitel 4.2.1 erwähnt, eine besondere Rolle zu, da sie sowohl von ozeanographischen als auch von meteorologischen Parametern besonders stark beeinflusst wird und die stärkste Variabilität im Winter aufweist. Im Gegenzug stellt sich hier die Frage, ob die Barentssee auch das Klima in den angrenzenden Gebieten beeinflusst, insbesondere, ob die Abnahme des Meereises durch die globale Erwärmung eine Veränderung der atmosphärischen Zirkulation hervorruft und sich somit die kalten Winter über dem eurasischen Kontinent erklären lassen. Das soll in diesem Kapitel genauer betrachtet werden.

8.1 Veränderung der atmosphärischen Zirkulation durch Abnahme der Meereiskonzentration

Im den beiden folgenden Abschnitten wird der mögliche Zusammenhang zwischen den atmosphärischen Bedingungen über Nordosteuropa (45°O - 90°O und 50°N - 65°N , liegt südlich der Barentssee) und der Meereiskonzentration in der Barentssee untersucht.

8.1.1 Darstellung der Ergebnisse der CMIP3-Modelle

Wie in Kapitel 1 beschrieben, könnte es trotz einer globalen Erwärmung regional zu Abkühlungen, wie beispielsweise über dem nordöstlichen Europa, durch eine Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee, kommen. Dieses wurde von *Petoukhov und Semenov* (2010) gezeigt. Sie nutzten Simulationen eines allgemeinen atmosphärische Zirkulationsmodelle und änderten die Meereiskonzentration in dem Gebiet der Barents- und Karasee. Die Hypothese soll hier mit Hilfe der CMIP3-Modelle getestet werden. Aus diesem Grund wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine negative Temperaturanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine positive Temperaturanomalie zu finden ist. Für den Bodendruck wird dementsprechend bei mittlerer Meereiskonzentration eine positive Druckanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine negative Druckanomalie erwartet. Daher müsste über Nordosteuropa ein linearer Zusammenhang zwischen den Druckanomalien und den Temperaturanomalien

zu finden sein. Der Zusammenhang ist in den Abbildungen A.70 bis A.73 zu sehen. Zum besseren Vergleich wird zusätzlich die Korrelation zwischen den beiden Parametern berechnet. Es ist in den Abbildungen A.70 bis A.73 zu sehen, dass sie überall, wie erwartet, antikorreliert sind, allerdings variiert die Antikorrelation zwischen den einzelnen Modellen stark.

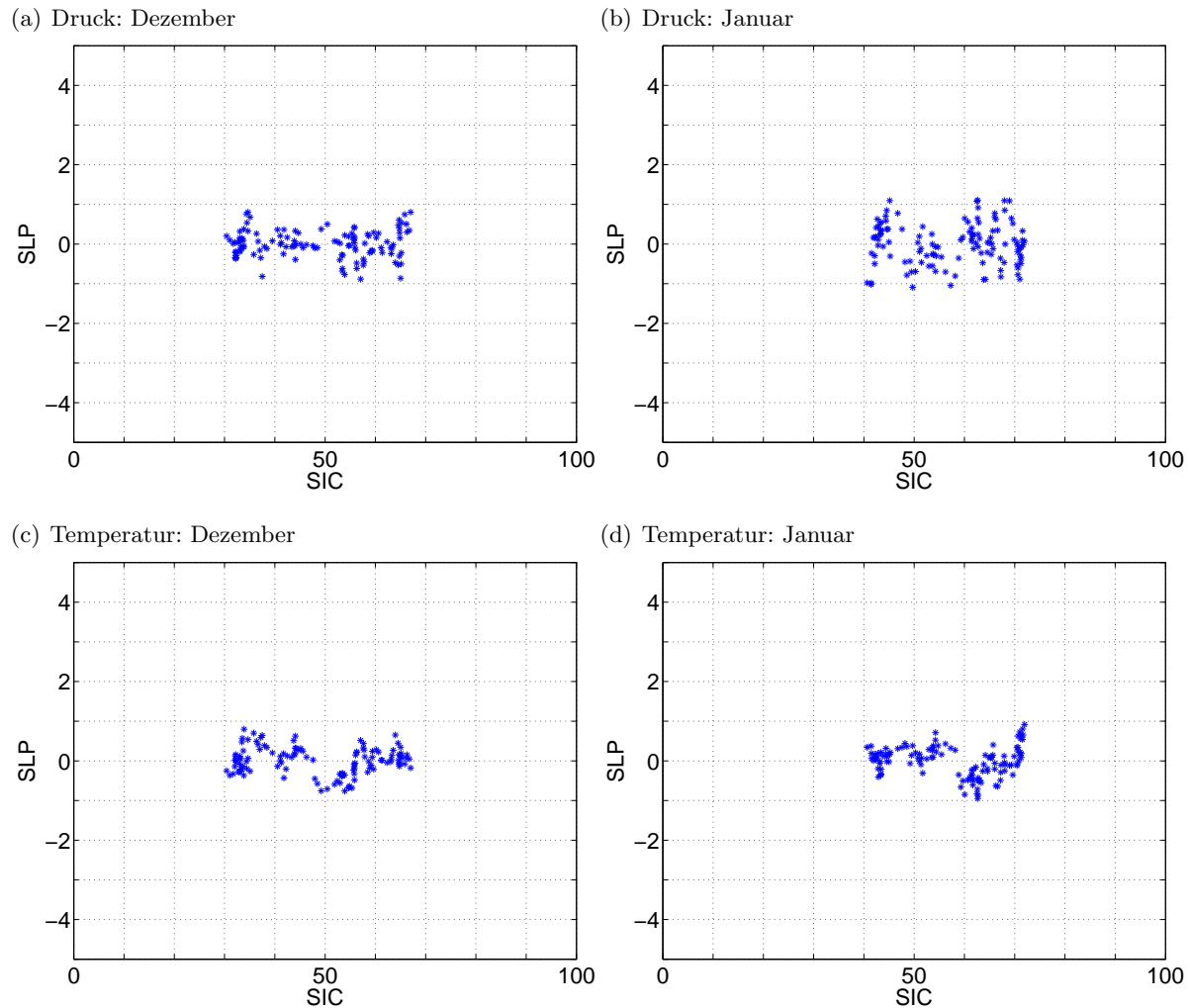


Abbildung 8.1: Zusammenhang zwischen der Meereiskonzentration in der Barentssee und dem Druck und der Temperatur ohne Trend über Nordosteuropa in (a) und (c) für **Dezember**; für den Druck und die Temperatur über Nordosteuropa in (b) bis (d) für **Januar** für das **Multi Model Mean**.

Für jedes einzelne Modell werden die Wintermonate, Dezember, Januar, Februar und März, separat betrachtet. Von Temperatur und Druck über Nordosteuropa wird jeweils der Trend abgezogen. Dieses ist in Abbildung A.62 bis A.69 zu sehen. Dort ist in den Monaten Februar und März kein Signal, weder im Druck noch in der 2m-Oberflächentemperatur, zu erkennen. Ebenfalls ist in dem Multi Model Mean kein Signal sichtbar, wie Abbildung 8.1 zeigt. Dort ist jeweils der Druck und die Temperatur für die Monate Januar und Dezember dargestellt. Im Dezember ist ein Signal in den Modellen GFDL-CM2.1, MIROC3.2 (medres) und MPI-ECHAM5 zu sehen. In diesen drei Modellen ist das Signal in den Parametern Temperatur und Druck zu erkennen. Hingegen zeigt im Januar nur das MPI-ECHAM5 ein Signal in der

Temperatur, während bei diesem Modell im Druck kein Signal zu erkennen ist. Das zeigen auch die Abbildungen 8.2 und 8.3. Diese vier Fälle, in denen ein Signal zu sehen ist, werden im Folgenden genauer betrachtet.

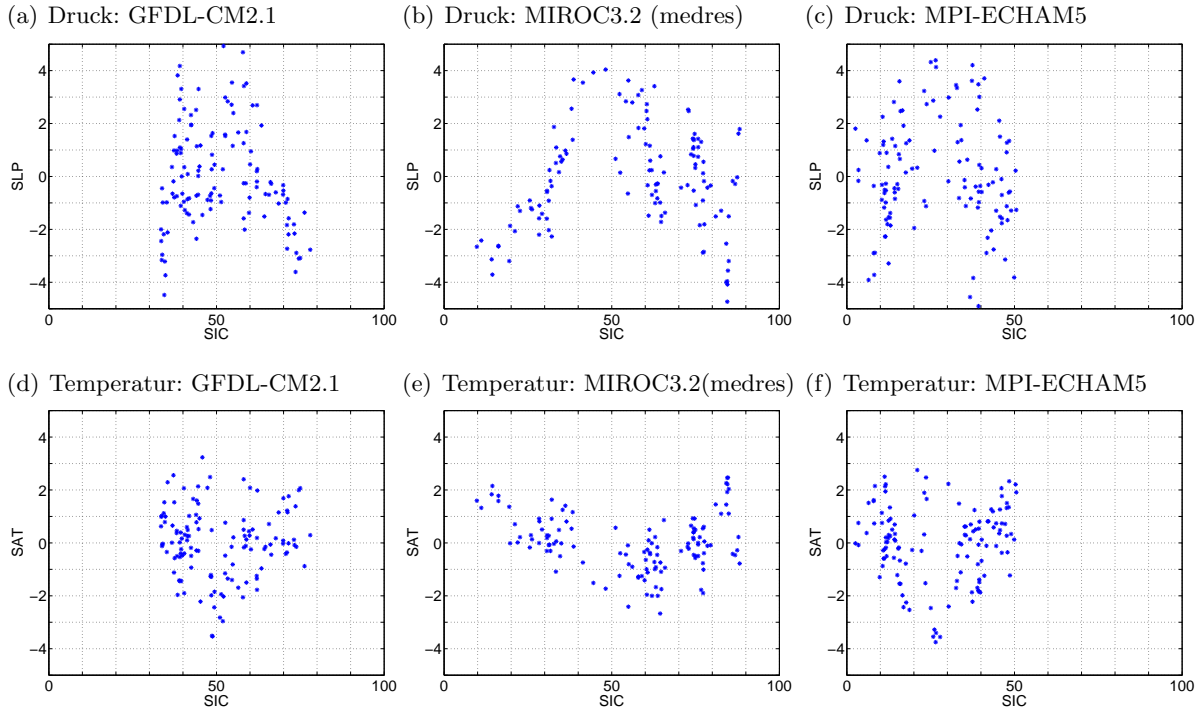


Abbildung 8.2: Zusammenhang zwischen der Meereiskonzentration in der Barentssee und dem Druck ohne Trend über Nordosteuropa in (a) bis (c) für **Dezember**, für die Temperatur ohne Trend über Nordosteuropa in (d) bis (f) der drei Modelle GFDL-CM2.1, MIROC3.2 (medres) und MPI-ECHAM5.

Für das GFDL-CM2.1 liegen im Dezember die näher betrachteten Bereiche der Meereiskonzentration zwischen 0%–45%, 45%–60% und 60%–100%. Im Weiteren wird für diese Bereiche eine Auswahl getroffen. Es werden für eine mittlere Meereiskonzentration (45%–60%) nur die Ereignisse betrachtet, deren Druckanomalien größer 0 hPa, beziehungsweise Temperaturanomalien kleiner 0°C sind. Für die Bereiche 0%–45% und 60%–100% werden nur die Ereignisse betrachtet, deren Druckanomalien kleiner als 0 hPa und deren Temperaturanomalien größer als 0°C sind. Dieses wird ebenfalls für die Modelle MIROC3.2 (medres) und MPI-ECHAM5 gemacht. In dem Modell MIROC3.2 (medres) wird die Meereiskonzentration in die Bereiche 0%–40%, 40%–70% und 70%–100% unterteilt und in dem Modell MPI-ECHAM5 wird die Meereiskonzentration im Dezember in die Bereiche 0%–20%, 20%–35% und 35%–100% und im Januar in die Bereiche 0%–30%, 30%–45% und 45%–100% unterteilt. Für diese Bereiche der Meereiskonzentration werden im folgenden Kapitel, mit Hilfe von Kompositanalysen der Temperatur- und Druckanomalien, die sich daraus ergebenden Muster der atmosphärischen Zirkulation betrachtet.

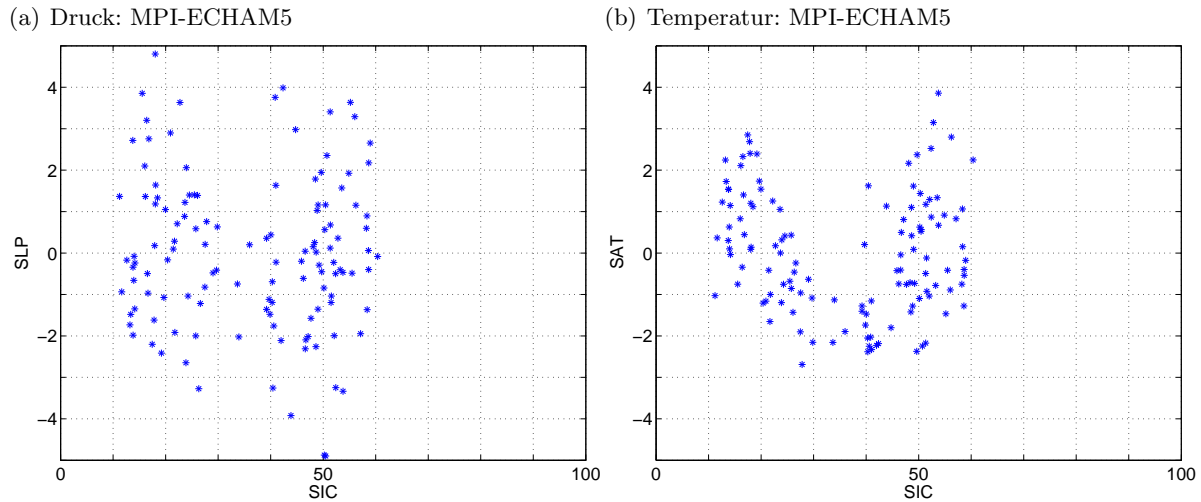


Abbildung 8.3: Zusammenhang zwischen der Meereiskonzentration in der Barentssee und dem Druck ohne Trend über Nordosteuropa in (a) für **Januar**, für die Temperatur ohne Trend über Nordosteuropa in (b) für das Modell MPI-ECHAM5.

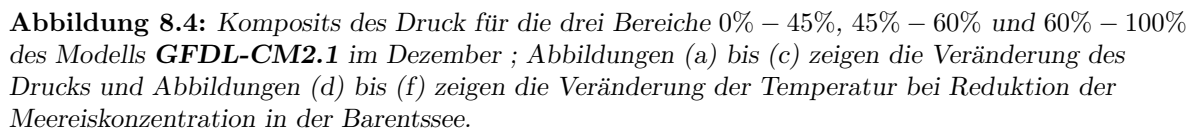
8.1.2 Druck- und Temperaturanomalien in den Modellen GFDL-CM2.1, MIROC3.2 (hires) und MPI-ECHAM5

Die sich aus den oben beschriebenen Bereichen ergebenden atmosphärischen Zirkulationsmuster sind in den Abbildungen 8.4 bis 8.7 gezeigt. Es sind jeweils die Temperatur- beziehungsweise die Druckanomalien zu sehen. Diese liegen alle in einem Bereich von etwa -3 hPa bis 3 hPa für den Druck, beziehungsweise in einem Bereich von -3°C bis 3°C für die Temperatur.

Für das Modell GFDL-CM2.1, in Abbildung 8.4, ergeben sich für die Druckanomalien die Muster, die in (a) bis (c) gezeigt werden und für die Temperaturanomalien ergeben sich die Muster, die in (d) bis (f) gezeigt werden. In Abbildung 8.4 (a) ist das Muster, das sich für eine Meereiskonzentration in der Barentssee von 0% – 45% ergibt, zu sehen. Es bilden sich negative Temperaturanomalien über Nordeuropa und -asien mit einem Zentrum südlich der Barentssee und über Nordwestkanada und dem Nordostpazifik mit einem Zentrum über Alaska. Über dem Ochotskischen Meer bildet sich eine positive Druckanomalie aus. In Abbildung 8.4 (d) ist die dazugehörige Temperaturanomalie gezeigt. Hier ist eine positive Temperaturanomalie über Nordeuropa und Nordasien zu finden, ebenso wie leicht positive Anomalien über Nordkanada. Eine negative Temperaturanomalie befindet sich über dem Bereich der GIN-See und Barentssee.

In den Abbildungen 8.4 (b) und (e) sind die jeweiligen Anomalien für eine Meereiskonzentration von 45% – 60% dargestellt. In diesem Fall bildet sich in (b) eine positive Druckanomalie aus, die von Nordosteuropa bis in die Zentralarktis und in den Bereich des nördlichen Atlantik reicht. Über dem Ochotskischen Meer und südlich des kanadischen Archipels bilden sich negative Temperaturanomalien aus. In (e) bildet sich mit einem Zentrum über Nordosteuropa eine negative Temperaturanomalie aus, ebenso wie über dem kanadischen Archipel. Hingegen bilden sich positive Temperaturanomalien mit Zentrum nördlich des Ochotskischen Meeres und über der GIN-See aus.

In den Abbildungen 8.4 (c) und (f) sind die jeweiligen Anomalien für eine Meereiskonzentration von 60% – 100% dargestellt. In diesem Fall bildet sich in (c) über der Barentssee eine großräumige negative Druckanomalie aus, die über die Zentralarktis bis nach Alaska



Für das Modell MIROC3.2 (medres) in Abbildung 8.5 ergeben sich für die Druckanomalien die Muster, die in (a) bis (c), und für die Temperaturanomalien die Muster, die in (d) bis (f) gezeigt werden. In Abbildung 8.5 (a) ist das Muster, das sich für eine Meereiskonzentration in der Barentssee von 0% – 40% ergibt, zu sehen. Über der gesamten Arktis ist, mit einem Ausläufer über Nordosteuropa und Nordwestasien, eine stark ausgeprägte negative Druckanomalie mit positiven Anomalien südlich dieser Regionen zu finden. In Abbildung (d) ist über Nordasien eine positive Temperaturanomalie, sowie ebenfalls eine leichte positive Anomalie über dem kanadischen Archipel zu sehen. Hingegen sind über der Labradorsee und nördlich des Ochotskischen Meeres leichte negative Anomalien, sowie über der Barentssee eine stärker ausgeprägte negative Anomalie zu finden.

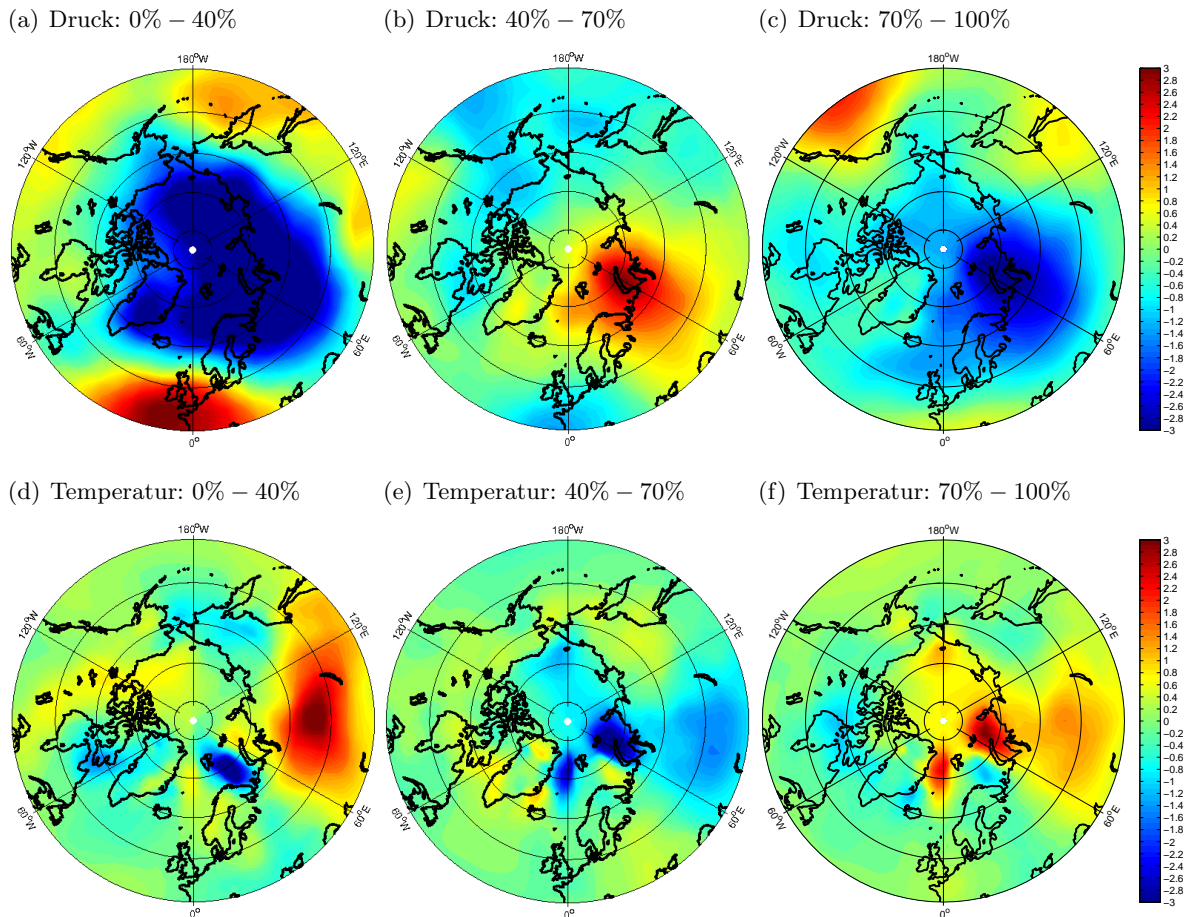


Abbildung 8.5: Komposits für die drei Bereiche 0% – 40%, 40% – 70% und 70% – 100% des Modells **MIROC3.2 (medres)** im Dezember; Abbildungen (a) bis (c) zeigen die Veränderung des Drucks und Abbildungen (d) bis (f) zeigen die Veränderung der Temperatur bei Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee.

In den Abbildungen 8.5 (b) und (e) sind die jeweiligen Anomalien für eine Meereiskonzentration von 40% – 70% dargestellt. In diesem Fall bildet sich in (b) eine positive Druckanomalie mit einem Zentrum über Nowaja Semelja aus und in einem Gebiet, das vom Beringmeer bis zur Hudson Bay reicht, bilden sich leichte negative Anomalien aus. Für die Temperatur ergibt sich das Muster, welches in (e) zu sehen ist. Dort sind mehrere kleine Gebiete mit positiven Anomalien zu sehen. Eines dieser Gebiete liegt über der Barentssee. Über der Karasee und der GIN-See bilden sich Zentren mit negativen Anomalien aus. Diese reichen bis in die Zentralarktis. Das Gebiet in der Barentssee weist einen Ausläufer nach Süden auf.

In den Abbildungen 8.5 (c) und (f) sind die jeweiligen Anomalien für eine Meereiskonzentration von 70% – 100% dargestellt. In diesem Fall bildet sich in (c) über der Barentssee eine großräumige negative Druckanomalie, die fast überall bis etwa 50°N reicht. In dem dazugehörigen Temperaturmuster ist dementsprechend fast überall eine positive Anomalie zu finden, ebenfalls mit Zentrum über der Karasee. Kleinere negative Anomalien sind in dem Gebiet nahe Island, in der Labradorsee, Hudson Bay und in der Barentssee zu finden.

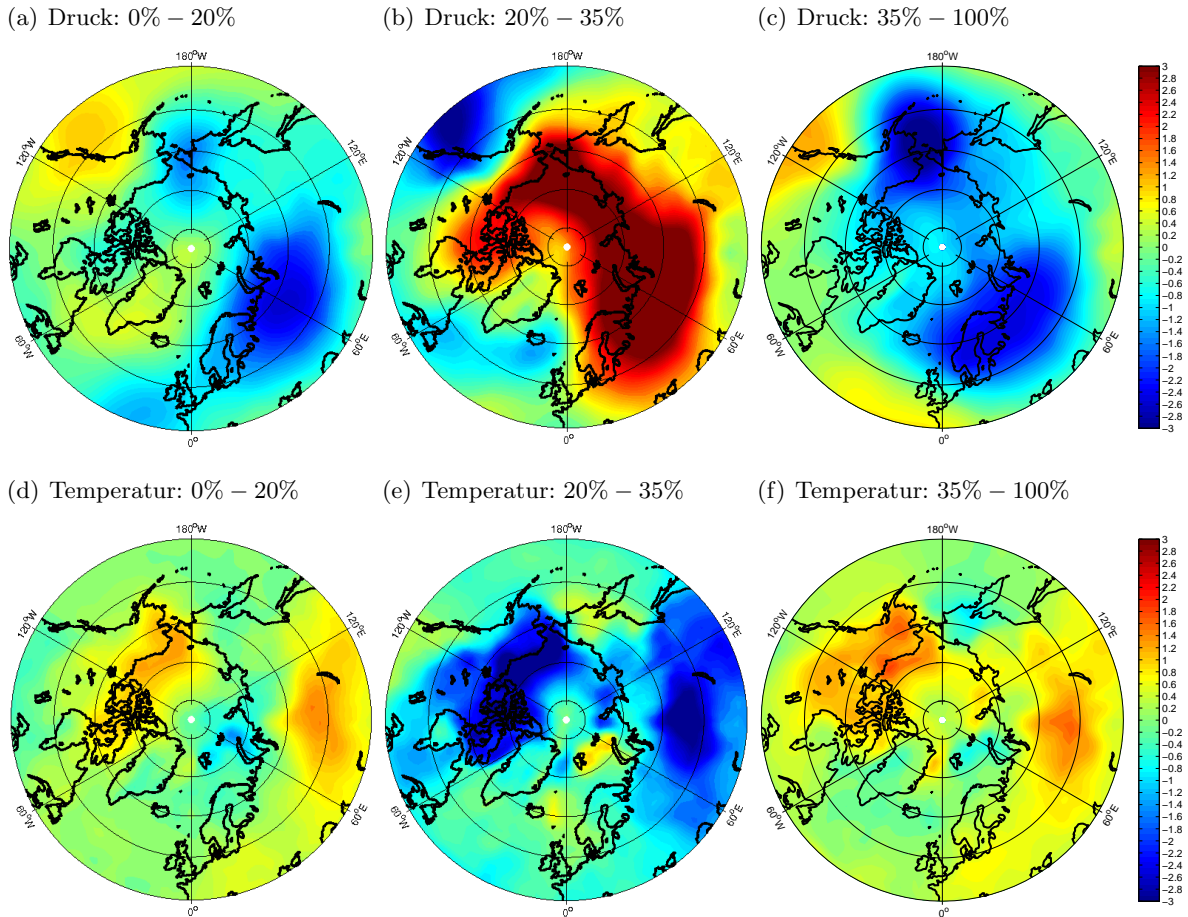


Abbildung 8.6: Kompositen für die drei Bereiche 0% – 20%, 20% – 35% und 35% – 100% des Modells **MPI-ECHAM5** im Dezember; Abbildungen (a) bis (c) zeigen die Veränderung des Drucks und Abbildungen (d) bis (f) zeigen die Veränderung der Temperatur bei Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee.

Für das Modell MPI-ECHAM5 in Abbildung 8.6 ergeben sich im Dezember für die Druckanomalien die Muster, die in den Abbildungen (a) bis (c), und für die Temperaturanomalien, die Muster, die in (d) bis (f) gezeigt werden. In Abbildung 8.6 (a) ist das Muster, das sich für eine Meereiskonzentration in der Barentssee von 0% – 20% ergibt, zu sehen. Hier erstreckt sich über ein Gebiet von 0°O bis 120°O eine negative Druckanomalie, mit einem Zentrum südlich der Barentssee. Positive Druckanomalien sind im nordöstlichen Pazifik zu finden. In diesem Fall bilden sich fast überall positive Temperaturanomalien aus. Eine kleine negative Anomalie ist in dem Gebiet der Barentssee und Karasee zu finden.

In den Abbildungen 8.6 (b) und (e) sind die jeweiligen Anomalien für eine Meereiskonzentration von 20% – 35% dargestellt. In diesem Fall bildet sich in (b) eine großräumige positive Druckanomalie aus, welche sich fast über die gesamte Arktis erstreckt, mit einem Ausläufer bis Osteuropa. Eine leichte negative Anomalie bildet sich südlich von Island und im nordöstlichen Pazifik aus. Entsprechend bildet sich fast überall eine negative Temperaturanomalie aus, mit kleineren positiven Zentren in der Barentssee und östlich von Island.

In den Abbildungen 8.6 (c) und (f) sind die jeweiligen Anomalien für eine Meereiskon-

zentration von 35% – 100% dargestellt. In diesem Fall bildet sich in (c) über der Barentssee eine großräumige negative Druckanomalie aus, die fast überall bis etwa 50°N reicht. In dem dazugehörigen Temperaturmuster ist dementsprechend fast überall eine positive Anomalie zu finden, mit Zentren über Nordwestasien und Nordkanada. Kleinere negative Anomalien sind in der Barentssee und nördlich des Ochotskischen Meeres zu finden.

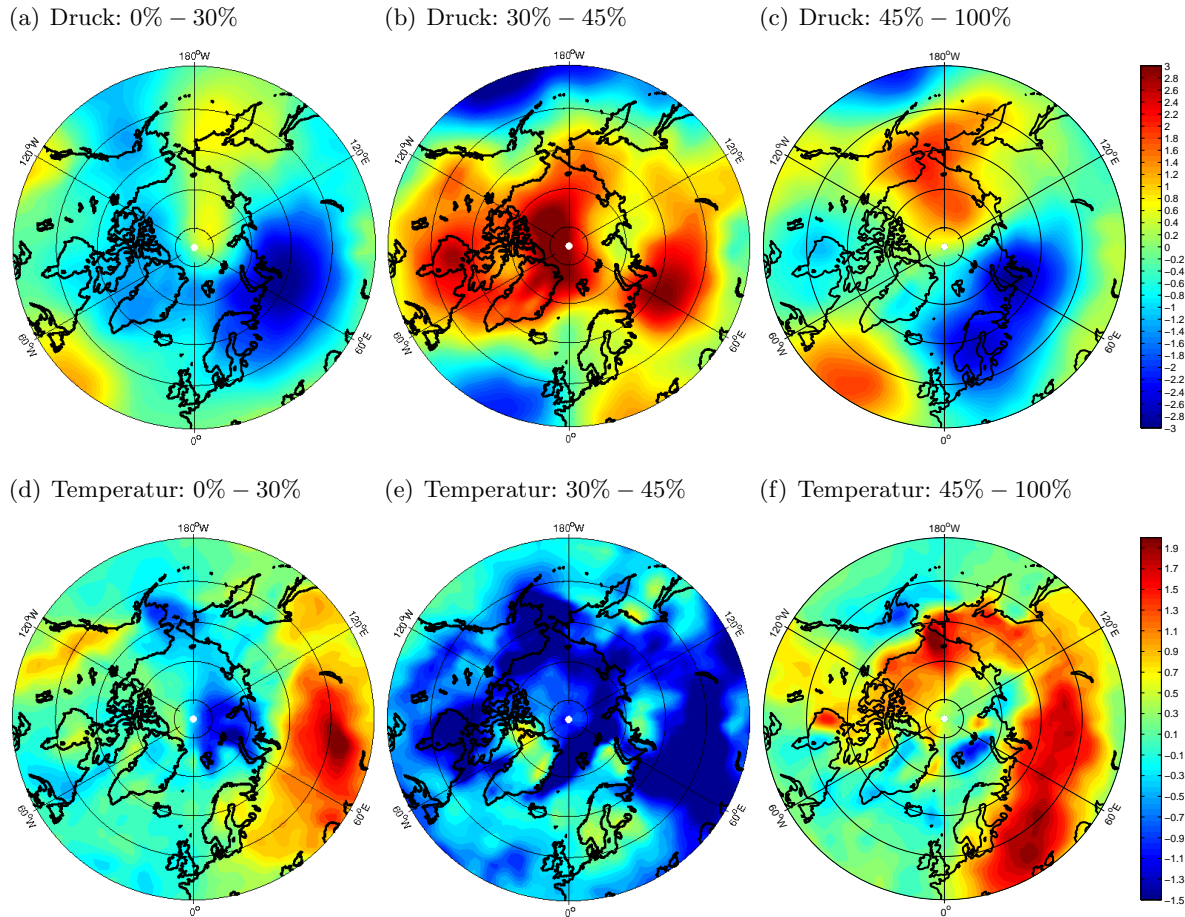


Abbildung 8.7: Komposits für die drei Bereiche 0% – 30%, 30% – 45% und 45% – 100% des Modells **MPI-ECHAM5** im Januar; Abbildungen (a) bis (c) zeigen die Veränderung des Drucks und Abbildungen (d) bis (f) zeigen die Veränderung der Temperatur bei Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee.

Für das Modell MPI-ECHAM5 in Abbildung 8.7 ergeben sich im Januar für die Druckanomalien die Muster, die in den Abbildungen (a) bis (c), und für die Temperaturanomalien die Muster, die in (d) bis (f) gezeigt werden. In Abbildung 8.7 (a) ist das Muster, das sich für eine Meereiskonzentration in der Barentssee von 0% – 30% ergibt, zu sehen. Es sind leichte positive Anomalien über dem westlichen Beringmeer, die sich bis in die Zentralarktis erstrecken, zu finden. In der restlichen Arktis sind überall negative Anomalien zu finden. Die entsprechende Abbildung (d) der Temperaturanomalien zeigt über der Arktis und über dem Beringmeer eine negative Temperaturanomalie, über dem eurasischen Kontinent und in Westkanada eine positive Temperaturanomalie.

In den Abbildungen 8.7 (b) und (e) sind die jeweiligen Anomalien für eine Meereiskonzentration von 30% – 45% dargestellt. In diesem Fall bildet sich in (b) eine großräumige positive Druckanomalie aus, welche sich fast überall bis 50°N erstreckt, mit einem Ausläufer über dem eurasischen und dem amerikanischen Kontinent. In dem dazugehörigen Temperaturmuster ist bis in die subtropischen Regionen eine großräumige negative Anomalie zu erkennen.

In den Abbildungen 8.7 (c) und (f) sind die jeweiligen Anomalien für eine Meereiskonzentration von 45% – 100% dargestellt. In diesem Fall bildet sich in (c) von der GIN-See bis in die Karasee eine großräumige negative Druckanomalie aus. Ebenso ist über der Hudson Bay eine negative Druckanomalie zu finden. Hingegen ist über dem Nordatlantik, südlich von Grönland, eine positive Druckanomalie zu finden, ebenso erstreckt sich eine vom Beringmeer bis in die Zentralarktis. In dem dazugehörigen Temperaturmuster ist über dem eurasischen Kontinent und der Tschukschensee, der Beaufortsee und dem kanadischen Archipel eine positive Anomalie zu finden. In dem Gebiet von Grönland bis zur Karasee und im Beringmeer sind eher negative Anomalien zu finden.

8.2 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Insgesamt zeigen drei der neunzehn Modelle eine negative Temperaturanomalie und eine positive Druckanomalie bei einer mittleren Meereiskonzentration in der Barentssee und entsprechend positiven Temperaturanomalien und negative Druckanomalien bei einer hohen und niedrigen Meereiskonzentration in diesem Gebiet. Diese drei Modelle sind das GFDL-CM2.1, das MIROC3.2 (medres) und das MPI-ECHAM5, wobei das MPI-ECHAM5 im Dezember und im Januar dieses Signal zeigt, die anderen beiden Modelle zeigen dieses nur im Dezember. Das MPI-ECHAM5 kann im Januar das Signal für die Temperatur zeigen. In diesem Fall ist es sehr stark ausgeprägt. Diese drei Modelle zeigen eine relativ gute Korrelation zwischen der Temperatur und dem Druck über Nordosteuropa von etwa 0.5 bis 0.6.

Bei anderen Modellen ist teilweise ein ähnliches Signal sichtbar, allerdings zeigt sich dieses nur schwach und nur in einer Komponente, also entweder in der Temperatur oder im Druck. Eines dieser Modelle ist zum Beispiel das GFDL-CM2.1 (Abbildungen A.63 und A.67). Andere Modelle zeigen hingegen keine Sensitivität, wie beispielsweise das GISS-Model-E-R in Abbildung A.62 bis A.69. Es zeigt für den gesamten Zeitraum eine konstante Meereiskonzentration in der Barentssee.

Die Modelle, die das erwartete Signal zeigen, wurden in Kapitel 8.1.2 beschrieben. Dabei zeigt sich in diesen ein Zusammenhang zwischen der Meereiskonzentration und den jeweiligen Temperatur- beziehungsweise Druckfeldern über Nordosteuropa, wie er in *Petoukhov und Semenov* (2010) beschrieben wurde. So sind die negativen Temperaturanomalien bei einer mittleren Meereiskonzentration und positive Temperaturanomalien jeweils bei einer hohen oder niedrigen Meereiskonzentration zu finden.

Petoukhov und Semenov (2010) fanden heraus, dass die Region um die Barentssee und Karasee eine “Hot-Spot-Region“ ist und somit in allen drei Bereichen, einer niedrigen, einer mittleren und einer hohen Meereiskonzentration, eine positive Temperaturanomalie aufweist. Dieses kann in den oberen Abbildungen nicht gefunden werden. Dort sind in der Temperatur, im Bereich einer mittleren Meereiskonzentration, in dieser Region eher positive Temperaturanomalien und in den beiden Bereichen, höherer und niedrigerer Meereiskonzentration, eher negative Temperaturanomalien zu finden. Die atmosphärischen Zirkulationsmuster unterscheiden sich auch an anderen Stellen. So zeigt sich bei *Petoukhov und Semenov* (2010) in allen drei Berei-

chen eine positive Temperaturanomalie über der Arktis. Dieses ist hier ebenfalls nicht zu finden. Es zeigen sich, besonders im mittleren Fall, eher negative Anomalien, die im MPI-ECHAM5 ausgeprägt sind. Ebenso ist die positive Druckanomalie, die sich bei *Petoukhov und Semenov* (2010) bei einer mittleren Meereiskonzentration über der Arktis ausgebildet hat, in den oberen Abbildungen in einer ähnlichen Form nur im MPI-ECHAM5 zu finden.

Ein grundsätzliches Problem ist, dass die Modelle verschiedene mittlere Zustände für die Meereiskonzentration haben. Dieses kann damit zusammenhängen, dass die einzelnen Modelle die Meereiskonzentration unterschiedlich darstellen. Daraus resultiert auch, dass einige Modelle gar keine Variation der Meereiskonzentration in der Barentssee zeigen.

Neben dem Ansatz von *Petoukhov und Semenov* (2010) werden noch andere Ansätze zur Erklärung der kalten Winter über dem eurasischem Kontinent, trotz einer globalen Erwärmung, diskutiert. Einer dieser Ansätze soll hier kurz vorgestellt werden. Er stammt von *Ineson et al.* (2011). Sie machen den Ansatz, dass die Winter von der Sonnenaktivität beeinflusst werden, die einen elfjährigen Zyklus besitzt. Dafür nutzten sie die "Spectral Irradiance Monitor" (SIM) Beobachtungen (Satellitenbeobachtungen), um Änderungen der ultravioletten Strahlung zwischen dem Minimum und dem Maximum des Sonnenzyklus abzuschätzen, und nutzen dieses, um ein Ozean-Troposphären-Stratosphären-Mesosphären-Klimamodell anzutreiben. Die Daten werden seit 2004 gemessen, was ein Problem darstellen könnte, da diese Daten weniger als einen solaren Zyklus umfassen (*Ineson et al.*, 2011).

Ineson et al. (2011) fanden heraus, dass die Modellergebnisse bei minimaler solarer Einstrahlung Muster in Temperatur und Druck ergaben, die denen einer negativen NAO-Phase ähneln und auch von einer ähnlichen Größenordnung sind wie die Beobachtungen. Durch die derzeitige geringe solare Einstrahlung werden die kalten Winter in Nordeuropa und den USA erzeugt und entsprechend die milden Winter in Kanada und Südeuropa. Dieses wird hervorgerufen durch eine Störung der stratosphärischen Zirkulation, die durch eine geringe Einstrahlung entsteht. Es treten östliche Windanomalien auf, die sich in die Troposphäre fortsetzen. Das war in den Wintern 2008/09, 2009/10 und 2010/11 der Fall, mit östlichen Windanomalien in der unteren Stratosphäre und einem niedrigen NAO-Index. Ebenso gab es eine Verbindung zwischen der Zunahme des NAO-Index in den 1960ern bis in die 1990ern und Änderungen in der stratosphärischen Winterzirkulation. Dieses kann teilweise durch den Aufwärtstrend in der solaren Aktivität erklärt werden.

Die beobachtete extratropische Zirkulation konnte nur durch die aus Beobachtungen abgeschätzten Änderungen der ultravioletten Strahlung dargestellt werden. Somit könnte dieses scheinbar ein wichtiger Faktor für ähnliche Winter in der Zukunft sein.

Beide Artikel versuchen mit sehr unterschiedlichen Ansätzen die kalten Winter über Europa und den USA zu erklären. *Ineson et al.* (2011) beziehen sich auf die Sonnenaktivität, die durch die Abnahme der solaren Einstrahlung im ultravioletten Bereich eine negative NAO-Phase begünstigt, und erklären dadurch die kalten Winter. Somit gehen sie von einem extraterrestrischen Einfluss aus, der zu diesen kalten Wintern in Europa und den USA führt. Dagegen versuchen *Petoukhov und Semenov* (2010) dieses über die Abnahme der Meereiskonzentration in der Barentssee zu erklären, wodurch es über der Arktis zur Ausbildung einer positiven Druckanomalie kommt und dieses zu negativen Temperaturanomalien über dem eurasischen Kontinent führt. Somit gehen sie eher von anthropogenen Einflüssen aus. Außerdem tritt die Abkühlung eher bei einer positiven NAO-Phase auf, wie die Beobachtungen zeigten. In beiden Fällen bilden sich ähnliche Zirkulationsmuster aus. Allerdings sind bei *Ineson et al.* (2011) nicht die oben

beschriebenen positiven Temperaturanomalien in der Barentssee zu finden.

Beide Faktoren könnten einen Einfluss auf das nordhemisphärische Klima haben, da dieses von vielen verschiedenen Faktoren abhängt. Diese sind zum Beispiel die NAO. Allerdings hat auch El Niño-Southern Oscillation einen Einfluss (*Trenberth und Caron, 2000*).

Kapitel 9

Fazit und Ausblick

In dieser Arbeit wird die Veränderung des Meereises und deren Auswirkung auf andere Klimaparameter untersucht. Dies wird mit Hilfe des A1B-Szenarios von verschiedenen IPCC-Modellen betrachtet. Im Besonderen ist ein Augenmerk auf das Meereis in der Barentssee gelegt, da diese die stärkste Variabilität im Winter zeigt. Im Folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse noch einmal zusammengefasst und ein Ausblick auf mögliche weiterführende Arbeiten gegeben.

In Kapitel 4 in dieser Arbeit wird die Arktis zunächst in verschiedene Regionen eingeteilt und untersucht, wie diese Regionen in den Klimamodellen aufgelöst werden. Die Regionen werden von den Modellen sehr unterschiedlich aufgelöst. Dies ist von der ursprünglichen Gitterauflösung des Modells unabhängig. Die folgenden Untersuchungen werden für verschiedene Regionen durchgeführt. Diese Regionen sind die gesamte Arktis, die Zentralarktis, die Labradorsee, die GIN-See, die Barentssee, die Karasee, die Laptevsee und die Ostsibirische See.

In Kapitel 5 wird die Veränderung der Meereisausdehnung (5.1), der Meereisdicke (5.2) und des Meereisvolumens (5.3) betrachtet. Durch den anthropogen verursachten Klimawandel zeigt sich insbesondere in der Arktis eine Abnahme der Meereisausdehnung, sowohl in den einzelnen Regionen, als auch in der gesamten Arktis. Für den September ist bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts in allen hier betrachteten Regionen eine Abnahme der Meereisausdehnung zu erkennen. Zum Ende des 21. Jahrhunderts wird sie auch für den März für Regionen prognostiziert, die zu Beginn des 21. Jahrhunderts noch ganz mit Eis bedeckt sind. Es ist für den September eine größere Abnahme zu sehen als für den März. Dieses ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass im Sommer sowohl die Wasserdampf-Rückkopplung als auch die Eis-Albedo-Rückkopplung wirkt. In einigen Regionen, wie beispielsweise in der Barentssee, stellen die Modelle die Abnahme der Meereisausdehnung unterschiedlich dar. Dort zeigen einige Modelle bereits am Anfang des 20. Jahrhunderts eine geringe Meereisausdehnung und dementsprechend ist die Abnahme sehr unterschiedlich. Des Weiteren zeigt sich, dass die Modelle die Meereisausdehnung nicht richtig darstellen können. Es sind teilweise große Unterschiede zwischen den Multi Model Mean und den Beobachtungsdaten sichtbar, wie beispielsweise in der Barentssee. Das Multi Model Mean kann die Abnahme bis zum Beginn des 21. Jahrhunderts in der gesamten Arktis relativ gut darstellen. Hingegen kann es zu Beginn des 21. Jahrhunderts die starke Abnahme nicht richtig darstellen. *Alekseev et al.* (2009) geht von einer Unterschätzung der Eis-Albedo-Rückkopplung in den Modellen aus.

Dass die Reduktion der Meereisausdehnung im Sommer größer als im Winter ist, zeigt sich

auch in der Amplitude des Jahresganges, da diese zunimmt. Eine Ausnahme ist hier wiederum die Barentssee. Dort ist eine Abnahme der Amplitude zu erkennen, was sich auf eine Reduktion der Meereisausdehnung sowohl in den Wintermonaten als auch in den Sommermonaten zurückführen lässt. Bei einem Vergleich der Beobachtungsdaten mit dem Multi Model Mean zeigt sich, dass die Amplituden für die gesamte Arktis und die Zentralarktis gut übereinstimmen. Dieses kann jedoch nicht für die einzelnen Randmeeren gezeigt werden.

Die Phase des Jahresganges für die Meereisausdehnung wird für die gesamte Arktis überschätzt und für Randmeere wie die Barentssee, die eine große natürliche Variabilität aufweisen, können die großen Schwankungen innerhalb weniger Jahre nicht dargestellt werden. Für Randmeere wie die Karasee, die einen Großteil des Jahres ganz mit Eis bedeckt sind, ist eine derartige Berechnung wie sie hier angewendet wurde, nicht geeignet.

Eine Reduktion wird ebenfalls für die Meereisdicke prognostiziert. Bei der Meereisdicke führt dieses dazu, dass mehr dünnes einjähriges (*Maslanik et al.*, 2007) und weniger dickes mehrjähriges Eis (*Kwok*, 2004) vorhanden ist. In Beobachtungen ist eine größere effektive Meereisdicke im Sommer sichtbar. Dieses können die Modelle nur bedingt für den September darstellen. Einige Modelle können das Verhalten in der gesamten Arktis, der Barentssee, der GIN-See und der Labradorsee darstellen. In den anderen Regionen zeigen die Modelle ein derartiges Verhalten nicht. Daraus resultieren Auswirkungen auf die Phase und die Amplitude des Jahresganges der Meereisdicke. Die Phase und die Amplitude können nicht richtig berechnet werden. Es zeigen sich sehr modellabhängige Ergebnisse. Dieses ist unter anderem darauf zurückzuführen, dass die Modelle nur bedingt die größere Meereisdicke in den Sommermonaten zeigen.

Ebenfalls wird eine Reduktion für das Meereisvolumen prognostiziert. Dabei ist zu erkennen, dass die Reduktion des Meereisvolumens im Winter größer ist als im Sommer. Dieses resultiert aus der Reduktion des dicken mehrjährigen Meereises. Somit ergibt sich für das Meereisvolumen eine Zunahme der Amplitude des Jahresganges. Eine Verschiebung in der Phase zeigt sich in diesem Parameter nicht. Beim Meereisvolumen sind die Ergebnisse ebenfalls sehr modellabhängig, so dass im Multi Model Mean keine Verschiebung mehr sichtbar ist. Der Grund ist möglicherweise, dass das Meereisvolumen das Produkt aus der Meereisdicke und der Meereisausdehnung ist.

Die Betrachtungen, die in dieser Arbeit gemacht werden, können noch für die restlichen Randmeere der Arktis gemacht werden, um die Ergebnisse der Randmeere mit den hier betrachteten zu vergleichen. Des Weiteren wäre eine Betrachtung dieser Art mit den neuen CMIP5-Modellen interessant. Hier zeigt sich häufig, dass die Reduktion der Meereisausdehnung im Multi Model Mean in der gesamten Arktis mit den Beobachtungen gut übereinstimmt, hingegen es in den einzelnen Randmeeren von den Modellen nicht simuliert werden kann. Eine Betrachtung mit den CMIP5-Modellen wäre insbesondere für die Meereisdicke interessant, da für diesen Parameter die Ergebnisse vor allem für die Amplitude und die Phase des Jahresganges sehr modellabhängig sind. Dadurch könnten möglicherweise die Ergebnisse für die Phasenverschiebung des Jahresganges des Meereisvolumens deutlicher werden.

Ob die einzelnen Regionen untereinander eine ähnliche Sensitivität zwischen globaler Erwärmung und Reduktion der Meereisausdehnung in den einzelnen Modellen zeigen, wird in Kapitel 6 untersucht. Es ist der beste Zusammenhang zwischen der Meereisausdehnung in der gesamten Arktis und der über die nördliche Hemisphäre gemittelten Temperatur für den Winter zu erkennen. In den Randmeeren, wie der Karasee, ist dieses nicht zu sehen, da die Modelle im Winter bis zum Ende des Jahrhunderts nur eine geringe Abnahme der Meereisaus-

dehnung prognostizieren. Große Unterschiede in der Sensitivität der einzelnen Modelle sind in der Barentssee, der GIN-See und der Labradorsee zu finden. In diesen Gebieten ist in keinem der betrachteten Zeiträume ein allgemein gültiger Zusammenhang zwischen den Sensitivitäten der Modelle zu finden. Dieses könnte auf die großen natürlichen Variabilitäten, die in diesen Regionen zu finden sind, zurückzuführen sein. In diesen drei Regionen wäre ebenfalls eine Betrachtung mit den CMIP5-Modellen interessant, ob durch eine Verbesserung der Modelle auch das Signal der Reduktion der Meereisausdehnung deutlicher wird und somit in den Regionen ähnliche Sensitivitäten in den Modellen zu finden sind. Ebenfalls wäre es interessant, ob in den CMIP5-Modellen auch ein höherer Zusammenhang der Sensitivitäten der Modelle für die gesamte Arktis im Sommer vorhanden ist.

Des Weiteren zeigt sich in Kapitel 7, dass sich das Verhältnis der interannualen und der dekadischen Variabilität zwischen März und September durch den anthropogenen Einfluss ändert. Unter den vorindustriellen Bedingungen ist die Variabilität für den März größer als für den September. Dieses ändert sich bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Zu diesem Zeitpunkt ist in vielen Modellen die Variabilität für den September größer. Das lässt sich wahrscheinlich auf die abnehmende Meereisdicke zurückführen. Nach *Holland und Stroeve* (2011) ändern sich die Prädiktoren der Meereisausdehnung für den September. Die atmosphärische Zirkulation im Sommer wird unwichtiger und die Meereisdicke und die atmosphärische Zirkulation im Winter und Frühling gewinnen an Bedeutung. Dagegen scheint sich die multidekadische Variabilität nicht zu ändern.

Für weitere Untersuchungen wäre es interessant zunächst weitere Läufe der hier verwendeten Modelle zu betrachten und ob somit weiterhin ein Großteil der Modelle eine Veränderung der interannualen und der dekadischen Variabilität zeigen. Des Weiteren wäre auch hier eine Betrachtung mit den neueren CMIP5-Modellen von Interesse, um zu sehen, ob durch eine Verbesserung der Modelle die Veränderung erhalten bleibt und vielleicht sogar noch deutlicher zu sehen ist, oder ob dieses nicht mehr zu erkennen wäre. Wenn mehr Modelle dieses Ergebnis zeigen würden, wäre das hier gefundene Ergebnis robuster, da hier nur davon gesprochen werden kann, dass ein Großteil der Modelle ein derartiges Ergebnis zeigt.

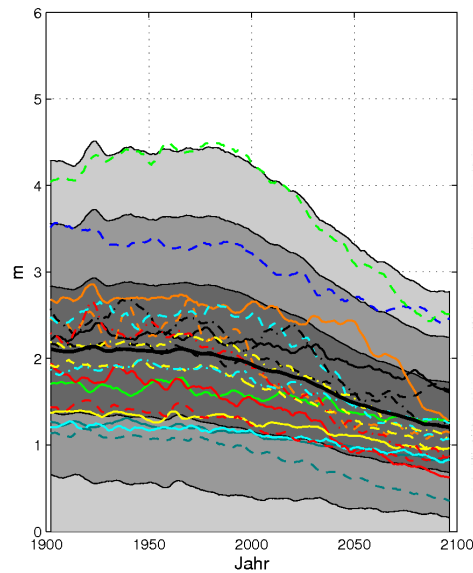
In Kapitel 8 zeigt sich, dass drei der neunzehn Modelle bei einer Reduktion des Meereises in der Barentssee einen nicht linearen Einfluss auf die atmosphärische Zirkulation zeigen. Bei einer mittleren Meereiskonzentration sind negative Temperaturanomalien über dem eurasischen Kontinent und in den Fällen einer höheren oder niedrigeren Meereiskonzentration sind positive Temperaturanomalien dort zu finden. Entsprechende Ergebnisse zeigen sich für die Druckanomalien. Im Multi Model Mean ist ein derartiges Verhalten nicht zu erkennen. Einige der untersuchten Modelle zeigen hingegen keine Sensitivität der Meereisausdehnung in der Barentssee gegenüber einer Erwärmung.

Anhang A

Abbildungen und Tabellen

A.1 IAP-FGOALS

(a) März



(b) September

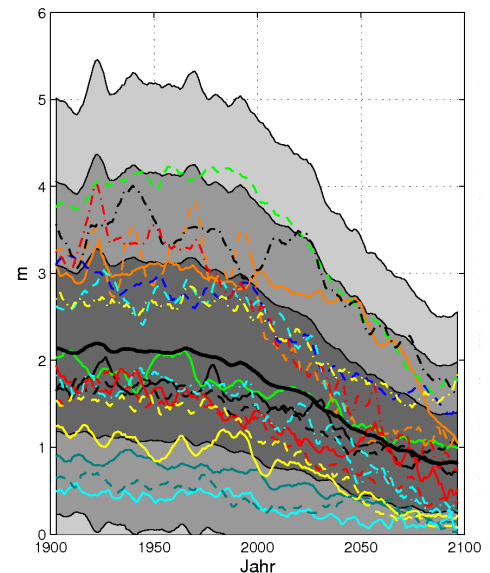


Abbildung A.1: Die Meereisdicke der Arktis der einzelnen Modelle; das Modell IAP-FGOALS-g1.0 zeigt größer Werte als alle anderen Modelle, besonders im März.

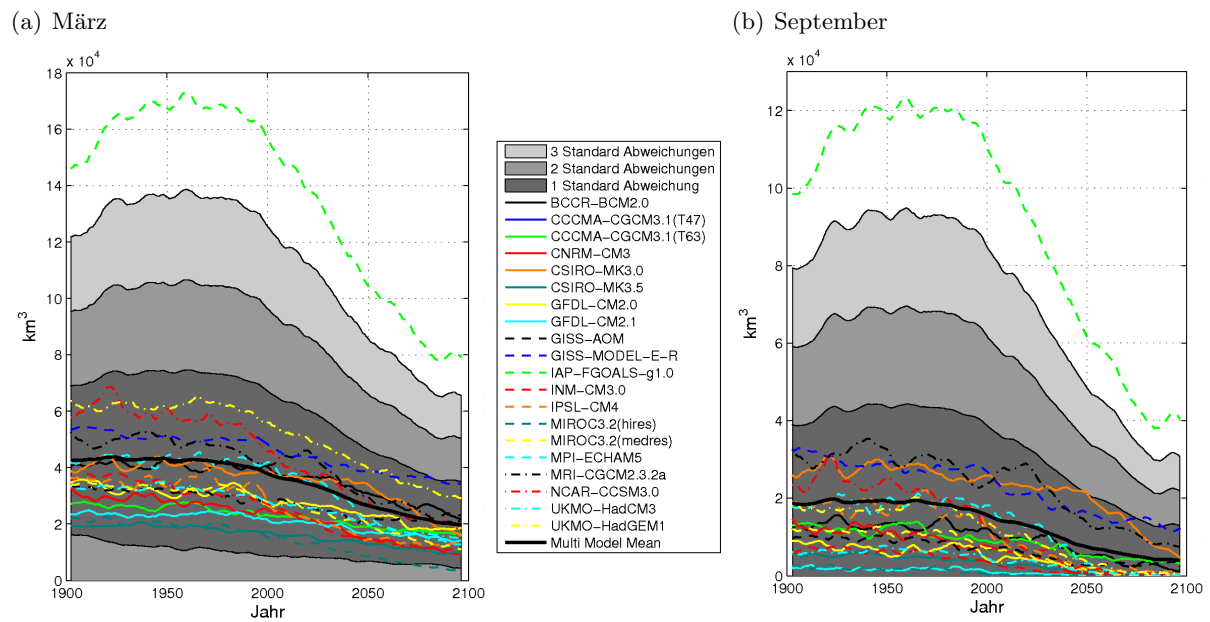


Abbildung A.2: Das Meereisvolumen der Arktis der einzelnen Modelle; das Modell IAP-FGOALS-g1.0 zeigt größer Werte als alle anderen Modelle.

A.2 Regionen in der Arktis

Regionen	Ost-West-Ausdehnung	Nord-Süd-Ausdehnung
GIN-See	$\sim 316^\circ\text{O} - \sim 20^\circ\text{O}$	$\sim 57 - 71^\circ\text{N} - \sim 81^\circ\text{N}$
Barentssee	$\sim 20^\circ\text{O} - \sim 62^\circ\text{O}$	$\sim 71^\circ\text{N} - \sim 81^\circ\text{N}$
Karasee	$\sim 54^\circ\text{O} - \sim 104^\circ\text{O}$	$\sim 57^\circ\text{N} - \sim 81^\circ\text{N}$
Laptevsee	$\sim 94^\circ\text{O} - \sim 142^\circ\text{O}$	$\sim 63^\circ\text{N} - \sim 81^\circ\text{N}$
Ostsibirische See	$\sim 142^\circ\text{O} - \sim 180^\circ\text{O}$	$\sim 65^\circ\text{N} - \sim 81^\circ\text{N}$
Tschuktschensee	$\sim 180^\circ\text{O} - \sim 200^\circ\text{O}$	$\sim 65^\circ\text{N} - \sim 81^\circ\text{N}$
Ochotskische Meer	$\sim 132^\circ\text{O} - \sim 164^\circ\text{O}$	$\sim 49^\circ\text{O} - \sim 63^\circ\text{N}$
Beringmeer	$\sim 166^\circ\text{O} - \sim 202^\circ\text{O}$	$\sim 53^\circ\text{N} - \sim 67^\circ\text{N}$
Beaufortsee	$\sim 200^\circ\text{O} - \sim 236^\circ\text{O}$	$\sim 65^\circ\text{N} - \sim 81^\circ\text{N}$
kanadisches Archipel	$\sim 236^\circ\text{O} - \sim 276^\circ\text{O}$	$\sim 65^\circ\text{N} - \sim 81^\circ\text{N}$
Hudson Bay	$\sim 256^\circ\text{O} - \sim 296^\circ\text{O}$	$\sim 49^\circ\text{N} - \sim 71^\circ\text{N}$
Labradorsee	$\sim 276^\circ\text{O} - \sim 316^\circ\text{O}$	$\sim 53^\circ\text{N} - \sim 81^\circ\text{N}$

Tabelle A.1: Die Begrenzungen der einzelnen Regionen und Randmeere; es sind die Gradzahlen der Ost-West- und der Nord-Süd-Ausdehnung eingetragen.

Modell	$2^\circ \times 2^\circ$ -Gitternetz	BCCR- BCM2.0 ¹	CGCM3.1(T47) ¹	CGCM3.1(T63) ¹	CNRM-CM3	CSIRO-Mk3.0 ¹
Zentralarktis in 10^6 km^2 / %	$\sim 2.9 / \sim 11.6$	$\sim 3.1 / \sim 15.8$	$\sim 1.8 / \sim 10.8$	$\sim 2.4 / \sim 13.9$	$\sim 3.1 / \sim 17.2$	$\sim 2.7 / \sim 14.2$
GIN-See in 10^6 km^2 / %	$\sim 3.9 / \sim 15.6$	$\sim 3.1 / \sim 15.8$	$\sim 3.0 / \sim 18.0$	$\sim 3.0 / \sim 17.3$	$\sim 3.0 / \sim 16.7$	$\sim 2.8 / \sim 14.7$
Barentssee in 10^6 km^2 / %	$\sim 1.8 / \sim 7.2$	$\sim 1.4 / \sim 7.1$	$\sim 1.3 / \sim 7.8$	$\sim 1.2 / \sim 7.0$	$\sim 1.3 / \sim 7.2$	$\sim 1.4 / \sim 7.4$
Karasee in 10^6 km^2 / %	$\sim 1.1 / \sim 4.4$	$\sim 0.8 / \sim 4.1$	$\sim 0.5 / \sim 3.0$	$\sim 0.6 / \sim 3.5$	$\sim 0.7 / \sim 3.9$	$\sim 0.7 / \sim 3.7$
Laptevsee in 10^6 km^2 / %	$\sim 1.0 / \sim 4$	$\sim 0.7 / \sim 3.5$	$\sim 0.7 / \sim 4.2$	$\sim 0.7 / \sim 4.0$	$\sim 0.7 / \sim 3.9$	$\sim 0.8 / \sim 4.2$
Ostsibirische See in 10^6 km^2 / %	$\sim 1.4 / \sim 5.6$	$\sim 1.1 / \sim 5.6$	$\sim 1.1 / \sim 6.6$	$\sim 1.1 / \sim 6.4$	$\sim 1.1 / \sim 6.1$	$\sim 1.2 / \sim 6.3$
Tschuktschensee in 10^6 km^2 / %	$\sim 1.1 / \sim 4.4$	$\sim 0.9 / \sim 4.6$	$\sim 0.9 / \sim 5.4$	$\sim 1.0 / \sim 5.8$	$\sim 0.9 / \sim 5$	$\sim 0.8 / \sim 4.2$
Ochotskische Meer in 10^6 km^2 / %	$\sim 1.7 / \sim 6.8$	$\sim 1.2 / \sim 6.1$	$\sim 1.2 / \sim 7.2$	$\sim 0.9 / \sim 5.2$	$\sim 1.1 / \sim 6.1$	$\sim 1.3 / \sim 6.8$
Beringmeer in 10^6 km^2 / %	$\sim 2.9 / \sim 11.6$	$\sim 2.2 / \sim 11.2$	$\sim 1.9 / \sim 11.4$	$\sim 2.0 / \sim 11.6$	$\sim 2.1 / \sim 11.7$	$\sim 2.4 / \sim 12.6$
Beaufortsee in 10^6 km^2 / %	$\sim 1.3 / \sim 5.2$	$\sim 1.2 / \sim 6.1$	$\sim 1.0 / \sim 6.0$	$\sim 1.0 / \sim 5.8$	$\sim 1.1 / \sim 6.1$	$\sim 1.1 / \sim 5.8$
Kanadischer Archipel in 10^6 km^2 / %	$\sim 1.5 / \sim 6$	$\sim 0.8 / \sim 4.1$	$\sim 0.4 / \sim 2.4$	$\sim 0.5 / \sim 2.9$	$\sim 0.2 / \sim 1.1$	$\sim 0.7 / \sim 3.7$
Hudson Bay in 10^6 km^2 / %	$\sim 1.9 / \sim 7.6$	$\sim 1.2 / \sim 6.1$	$\sim 1.2 / \sim 7.2$	$\sim 1.3 / \sim 7.5$	$\sim 0.9 / \sim 5$	$\sim 1.2 / \sim 6.3$
Labradorsee in 10^6 km^2 / %	$\sim 2.5 / \sim 10$	$\sim 1.9 / \sim 9.7$	$\sim 1.8 / \sim 10.8$	$\sim 1.7 / \sim 9.8$	$\sim 1.8 / \sim 10.0$	$\sim 1.9 / \sim 10.0$
Gesamt in 10^6 km^2	~ 25	~ 19.6	~ 16.7	~ 17.3	~ 18.0	~ 19.0

Tabelle A.2: Die Größe der jeweiligen Regionen beziehungsweise Randmeere der Arktis, in 10^6 km^2 , bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmaske, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln.

Modell	CSIRO-Mk3.5 ¹	GFDL-CM2.0 ¹	GFDL-CM2.1 ¹	GISS-AOM ¹	GISS-MODEL-E-R ¹	IAP-FGOALS-g1.0
Zentralarktis in 10 ⁶ km ² / %	~ 2.7 / ~ 14.2	~ 2.8 / ~ 13.9	~ 2.8 / ~ 13.9	~ 2.3 / ~ 10.4	~ 2.5 / ~ 13.3	~ 3.3 / ~ 15.8
GIN-See in 10 ⁶ km ² / %	~ 2.8 / ~ 14.7	~ 3.4 / ~ 16.9	~ 3.4 / ~ 16.9	~ 4.2 / ~ 19.0	~ 3.0 / ~ 16.0	~ 3.4 / ~ 16.3
Barentssee in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.4 / ~ 7.4	~ 1.4 / ~ 7.0	~ 1.4 / ~ 7.0	~ 1.3 / ~ 5.9	~ 1.2 / ~ 6.4	~ 1.5 / ~ 7.2
Karasee in 10 ⁶ km ² / %	~ 0.7 / ~ 3.7	~ 0.8 / ~ 4.0	~ 0.8 / ~ 4.0	~ 1.0 / ~ 4.5	~ 0.8 / ~ 4.3	~ 0.9 / ~ 4.3
Lapteevsee in 10 ⁶ km ² / %	~ 0.8 / ~ 4.2	~ 0.8 / ~ 4.0	~ 0.8 / ~ 4.0	~ 0.8 / ~ 3.6	~ 0.6 / ~ 3.2	~ 0.8 / ~ 3.8
Ostsibirische See in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.2 / ~ 6.3	~ 1.1 / ~ 5.5	~ 1.1 / ~ 5.5	~ 0.8 / ~ 3.6	~ 1.0 / ~ 5.3	~ 1.3 / ~ 6.2
Tschuktschensee in 10 ⁶ km ² / %	~ 0.8 / ~ 4.2	~ 0.9 / ~ 4.5	~ 0.9 / ~ 4.5	~ 0.9 / ~ 4.1	~ 0.8 / ~ 4.3	~ 1.0 / ~ 4.8
Ochotskische Meer in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.3 / ~ 6.8	~ 1.3 / ~ 6.5	~ 1.3 / ~ 6.5	~ 1.5 / ~ 6.8	~ 1.4 / ~ 7.4	~ 1.2 / ~ 5.7
Beringmeer in 10 ⁶ km ² / %	~ 2.4 / ~ 12.6	~ 2.4 / ~ 11.9	~ 2.4 / ~ 11.9	~ 2.2 / ~ 10.0	~ 2.0 / ~ 10.6	~ 2.4 / ~ 11.5
Beaufortsee in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.1 / ~ 5.8	~ 1.1 / ~ 5.5	~ 1.1 / ~ 5.5	~ 1.1 / ~ 5.0	~ 1.0 / ~ 5.3	~ 1.3 / ~ 6.2
Kanadischer Archipel in 10 ⁶ km ² / %	~ 0.7 / ~ 3.7	~ 0.8 / ~ 4.0	~ 0.8 / ~ 4.0	~ 1.0 / ~ 4.5	~ 0.9 / ~ 4.8	~ 0.5 / ~ 2.4
Hudson Bay in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.2 / ~ 6.3	~ 1.3 / ~ 6.0	~ 1.3 / ~ 6.0	~ 2.0 / ~ 9.0	~ 1.8 / ~ 10.1	~ 1.3 / ~ 6.2
Labradorsee in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.9 / ~ 10.0	~ 2.0 / ~ 10.0	~ 2.0 / ~ 10.0	~ 2.8 / ~ 12.7	~ 1.3 / ~ 9.6	~ 2.0 / ~ 9.6
Gesamt in 10 ⁶ km ²	~ 19.0	~ 20.1	~ 20.1	~ 22.1	~ 18.8	~ 20.9

Tabelle A.3: Die Größe der jeweiligen Regionen beziehungsweise Randmeere der Arktis, in 10⁶km², bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmasse, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln.

Modell	INM-CM3.0	IPSL-CM4	MIROC3.2 (hires) ²	MIROC3.2 (medres) ²	MPI-ECHAM5	MRI- CGCM2.3.2A
Zentralarktis in 10 ⁶ km ² / %	~ 3.4 / ~ 17.5	~ 3.1 / ~ 16.9	~ 3.5 / ~ 21.6	~ 3.2 / ~ 16.3	~ 3.1 / ~ 15.	~ 3.5 / ~ 16.3
GIN-See in 10 ⁶ km ² / %	~ 3.2 / ~ 16.5	~ 3.1 / ~ 16.9	~ 1.1 / ~ 6.8	~ 3.3 / ~ 16.8	~ 3.2 / ~ 16.1	~ 3.5 / ~ 16.3
Barentssee in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.5 / ~ 7.7	~ 1.4 / ~ 7.7	~ 0.5 / ~ 3.1	~ 1.4 / ~ 7.1	~ 1.4 / ~ 7.1	~ 1.5 / ~ 7.0
Karasee in 10 ⁶ km ² / %	~ 0.7 / ~ 3.6	~ 0.7 / ~ 3.8	~ 1.0 / ~ 6.2	~ 0.8 / ~ 4.1	~ 0.8 / ~ 4.0	~ 0.9 / ~ 4.2
Laptevsee in 10 ⁶ km ² / %	~ 0.8 / ~ 4.1	~ 0.7 / ~ 3.8	~ 0.8 / ~ 4.9	~ 0.7 / ~ 3.6	~ 0.7 / ~ 3.5	~ 0.8 / ~ 3.7
Ostsibirische See in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.3 / ~ 6.7	~ 1.1 / ~ 6.0	~ 1.2 / ~ 7.4	~ 1.1 / ~ 5.6	~ 1.1 / ~ 5.6	~ 1.3 / ~ 6.0
Tschuktschensee in 10 ⁶ km ² / %	~ 0.9 / ~ 4.6	~ 0.9 / ~ 4.9	~ 1.0 / ~ 6.2	~ 0.8 / ~ 4.1	~ 0.9 / ~ 4.5	~ 1.0 / ~ 4.7
Ochotskische Meer in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.0 / ~ 5.2	~ 1.1 / ~ 6.0	~ 0.7 / ~ 4.3	~ 1.2 / ~ 6.1	~ 1.1 / ~ 5.6	~ 1.6 / ~ 7.4
Beringmeer in 10 ⁶ km ² / %	~ 2.0 / ~ 10.3	~ 2.1 / ~ 11.5	~ 0.7 / ~ 4.3	~ 2.2 / ~ 11.2	~ 2.1 / ~ 10.6	~ 2.3 / ~ 10.7
Beaufortsee in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.2 / ~ 6.2	~ 1.1 / ~ 6.0	~ 1.2 / ~ 7.4	~ 1.2 / ~ 6.1	~ 1.2 / ~ 6.1	~ 1.3 / ~ 6.0
Kanadischer Archipel in 10 ⁶ km ² / %	~ 0.5 / ~ 2.6	~ 0.2 / ~ 1.1	~ 1.2 / ~ 7.4	~ 0.3 / ~ 1.5	~ 0.9 / ~ 4.5	~ 0.3 / ~ 1.4
Hudson Bay in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.2 / ~ 6.2	~ 1.0 / ~ 5.5	~ 1.6 / ~ 9.9	~ 1.2 / ~ 6.1	~ 1.2 / ~ 6.2	~ 1.3 / ~ 6.0
Labradorsee in 10 ⁶ km ² / %	~ 1.7 / ~ 8.8	~ 1.8 / ~ 9.8	~ 1.7 / ~ 10.5	~ 2.1 / ~ 10.7	~ 1.9 / ~ 9.6	~ 2.2 / ~ 10.2
Gesamt in 10 ⁶ km ²	~ 19.4	~ 18.3	~ 16.2	~ 19.6	~ 19.8	~ 21.5

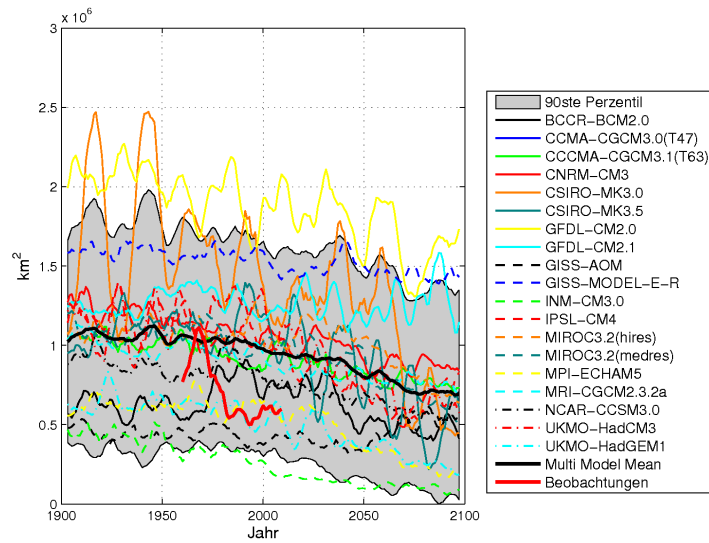
Tabelle A.4: Die Größe der jeweiligen Regionen beziehungsweise Randmeere der Arktis, in 10⁶km², bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmaske, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln.

Modell	NCAR- CCSM3.0	UKMO- HadCM3 ²	UKMO- HadGEM1	Beobachtungen	F_{MIN}	F_{MAX}	μ_{Region}	σ_{Region}
Zentralarktis in 10^6km^2 / %	$\sim 3.3 / \sim 16.4$	$\sim 3.1 / \sim 14.9$	$\sim 3.5 / \sim 16.7$	$\sim 3.2 / \sim 14.9$	1.8	3.5	3.0	0.4
GIN-See in 10^6km^2 / %	$\sim 3.1 / \sim 15.4$	$\sim 3.2 / \sim 15.4$	$\sim 3.5 / \sim 16.7$	$\sim 3.3 / \sim 15.3$	1.1	4.2	3.2	0.6
Barentssee in 10^6km^2 / %	$\sim 1.4 / \sim 7.0$	$\sim 1.5 / \sim 7.2$	$\sim 1.4 / \sim 6.7$	$\sim 1.5 / \sim 7.0$	0.5	1.8	1.4	0.2
Karasee in 10^6km^2 / %	$\sim 0.8 / \sim 4.0$	$\sim 0.9 / \sim 4.3$	$\sim 0.9 / \sim 4.3$	$\sim 0.9 / \sim 4.2$	0.5	1.1	0.8	0.1
Lapteevsee in 10^6km^2 / %	$\sim 0.7 / \sim 3.5$	$\sim 0.8 / \sim 3.8$	$\sim 0.7 / \sim 3.3$	$\sim 0.8 / \sim 3.7$	0.6	1.0	0.8	0.1
Ostsibirische See in 10^6km^2 / %	$\sim 1.2 / \sim 6.0$	$\sim 1.3 / \sim 6.3$	$\sim 1.2 / \sim 5.7$	$\sim 1.2 / \sim 5.6$	0.8	1.4	1.2	0.1
Tschuktschensee in 10^6km^2 / %	$\sim 0.9 / \sim 4.5$	$\sim 1.0 / \sim 4.8$	$\sim 0.9 / \sim 4.3$	$\sim 1.0 / \sim 4.7$	0.8	1.1	0.9	0.1
Ochotskische Meer in 10^6km^2 / %	$\sim 1.2 / \sim 6.0$	$\sim 1.4 / \sim 6.7$	$\sim 1.3 / \sim 6.2$	$\sim 1.4 / \sim 6.5$	0.7	1.7	1.2	0.2
Beringmeer in 10^6km^2 / %	$\sim 2.2 / \sim 10.9$	$\sim 2.3 / \sim 11.1$	$\sim 2.2 / \sim 10.5$	$\sim 2.4 / \sim 11.2$	0.7	2.9	2.2	0.4
Beaufortsee in 10^6km^2 / %	$\sim 1.2 / \sim 6.0$	$\sim 1.3 / \sim 6.3$	$\sim 1.2 / \sim 5.7$	$\sim 1.2 / \sim 5.6$	1.0	1.3	1.2	0.1
Kanadischer Archipel in 10^6km^2 / %	$\sim 0.9 / \sim 4.5$	$\sim 0.8 / \sim 3.8$	$\sim 0.7 / \sim 3.3$	$\sim 1.1 / \sim 5.1$	0.2	1.5	0.7	0.3
Hudson Bay in 10^6km^2 / %	$\sim 2.0 / \sim 10.0$	$\sim 1.4 / \sim 6.7$	$\sim 1.3 / \sim 6.2$	$\sim 1.5 / \sim 7.0$	0.9	2.0	1.4	0.3
Labradorsee in 10^6km^2 / %	$\sim 2.0 / \sim 9.8$	$\sim 2.0 / \sim 9.6$	$\sim 2.1 / \sim 10.0$	$\sim 2.1 / \sim 9.8$	1.3	2.8	2.0	0.3
Gesamt in 10^6km^2	~ 20.1	~ 20.8	~ 20.9	~ 21.5	16.2	25.0	19.8	1.9

Tabelle A.5: Die Größe der jeweiligen Regionen beziehungsweise Randneere der Arktis, in 10^6km^2 , bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmaske, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln; In den letzten Spalten dieser Tabelle ist zusätzlich die minimal und maximale Größe der Regionen mitangegeben und der Mittelwert der Auflösung, sowie der Wert der Standardabweichung.

A.3 Meereisausdehnung

(a) März



(b) September

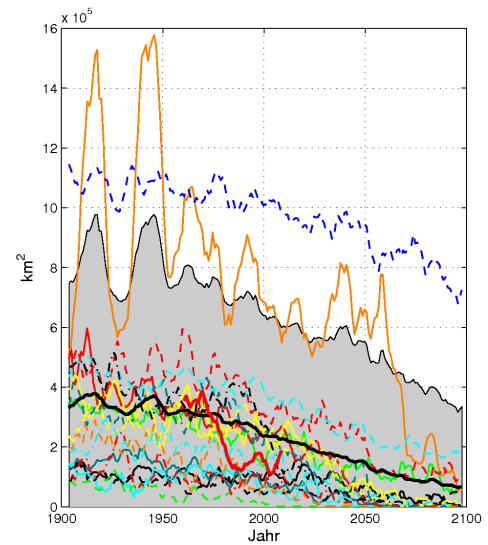
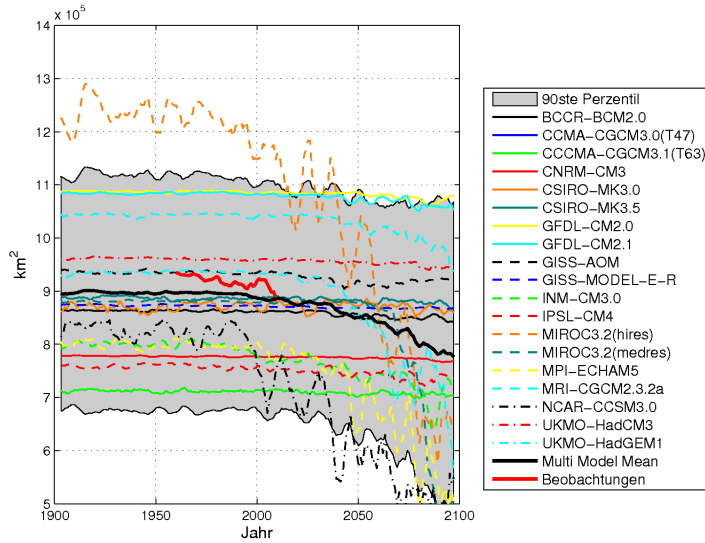


Abbildung A.3: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der **GIN-See** für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.

(a) März



(b) September

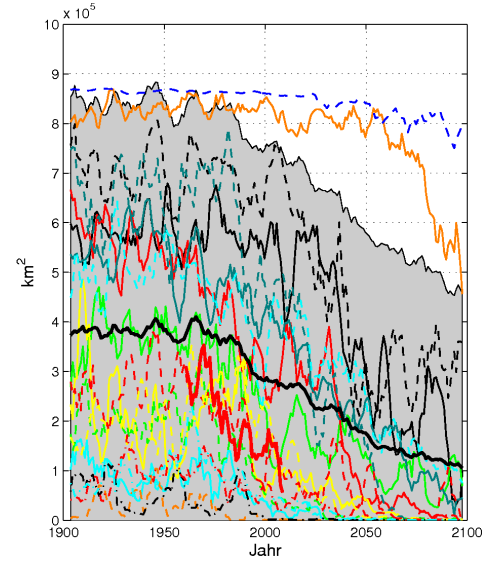
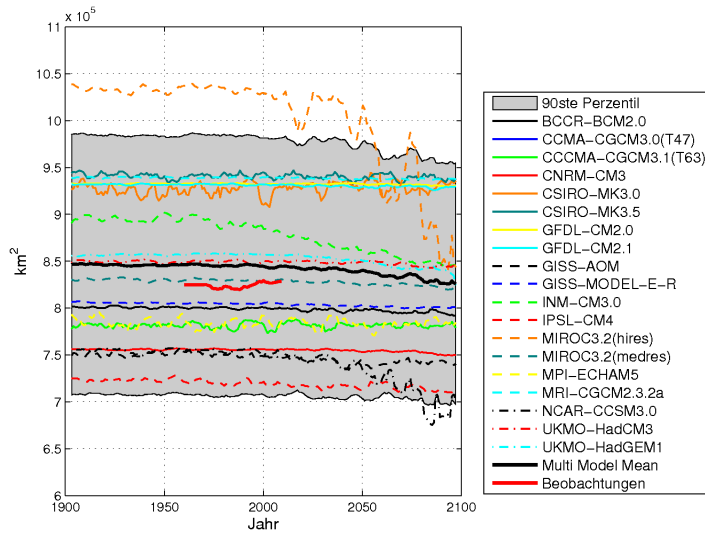


Abbildung A.4: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der **Karasee** für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.

(a) März



(b) September

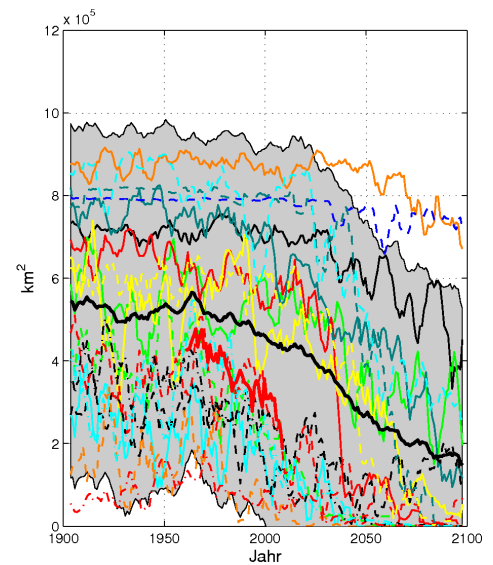


Abbildung A.5: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der **Lapteevsee** für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.

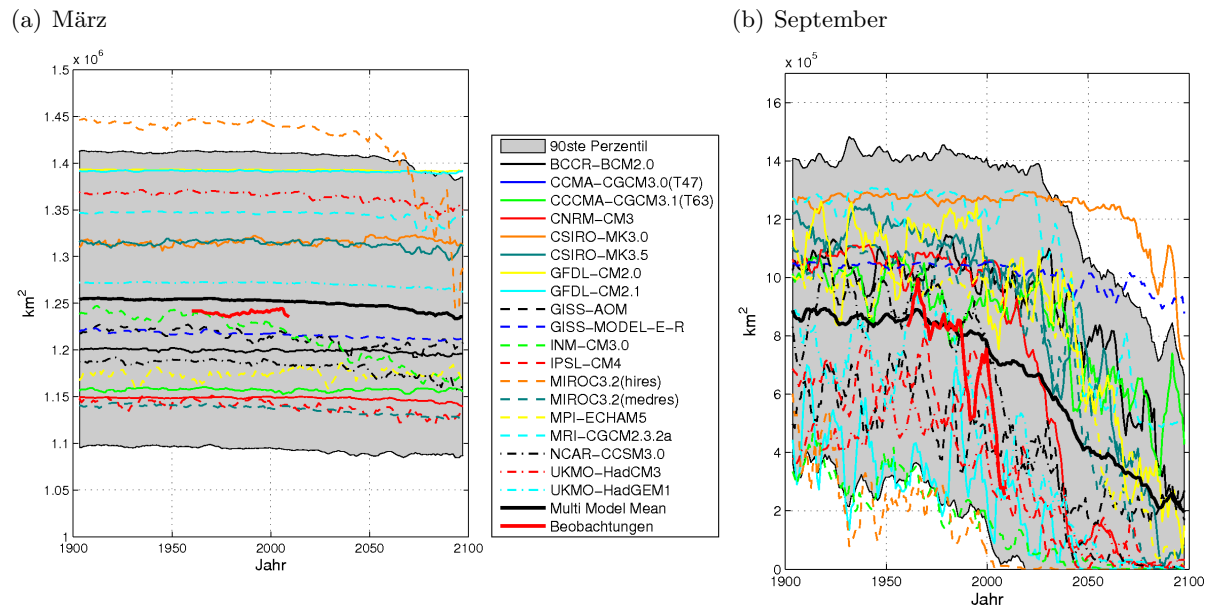


Abbildung A.6: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der **Ostsibirischen See** für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.

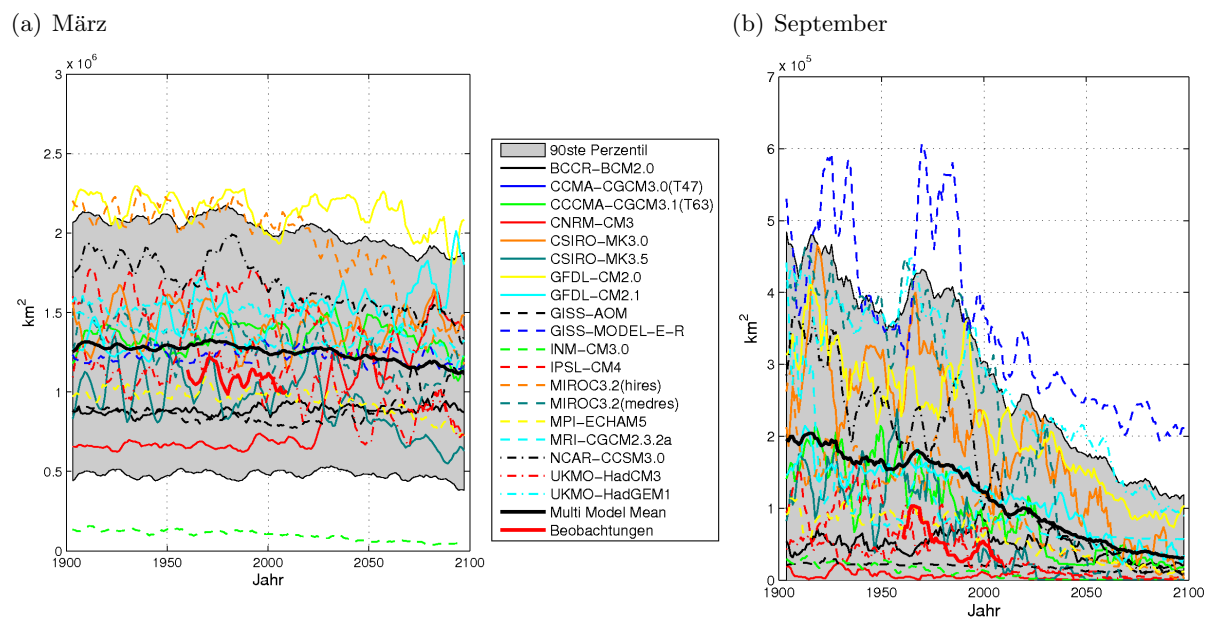
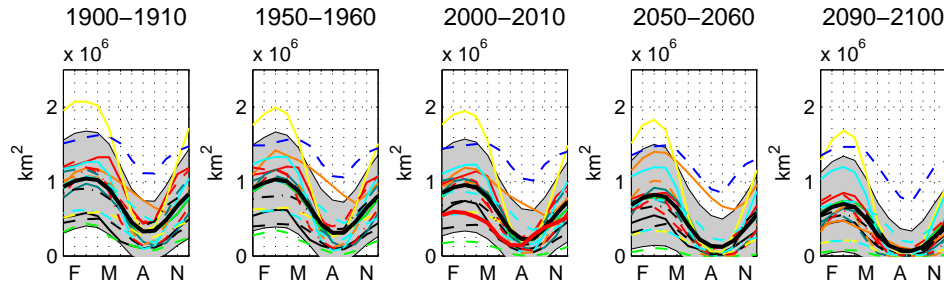
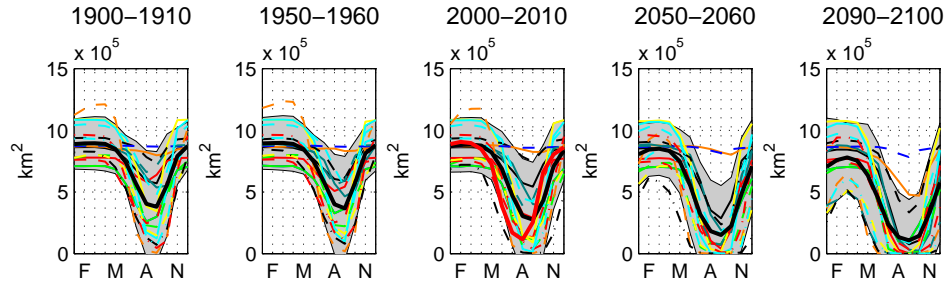


Abbildung A.7: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der **Labradorsee** für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.

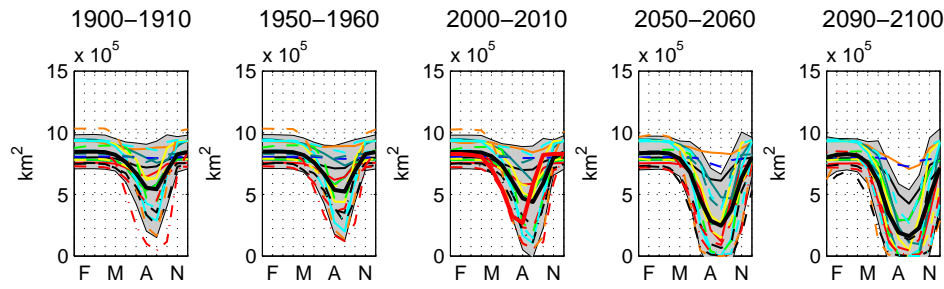
(a) GIN-See



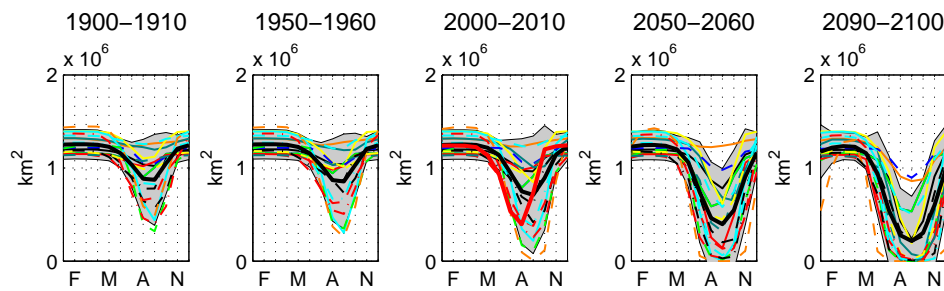
(b) Karasee



(c) Laptevsee



(d) Ostsibirische See



(e) Labradorsee

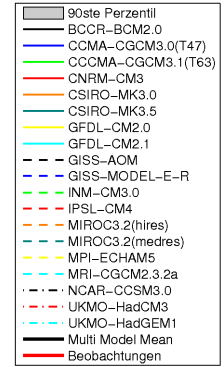
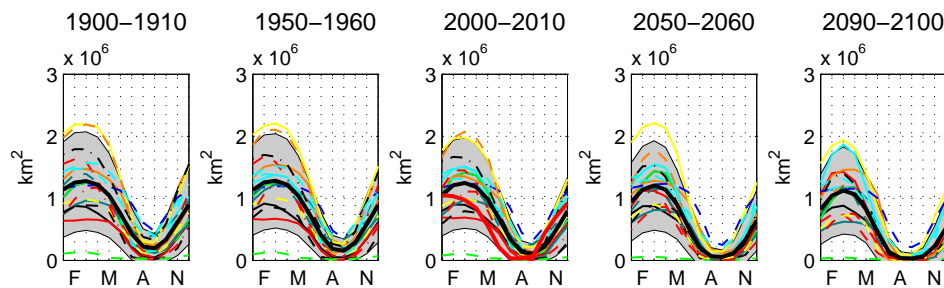


Abbildung A.8: Der Jahresgang der Meereisausdehnung für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die GIN-See, in (b) die Karasee, in (c) die Laptevsee, in (d) Ostsibirische See und in (e) die Labradorsee dargestellt.

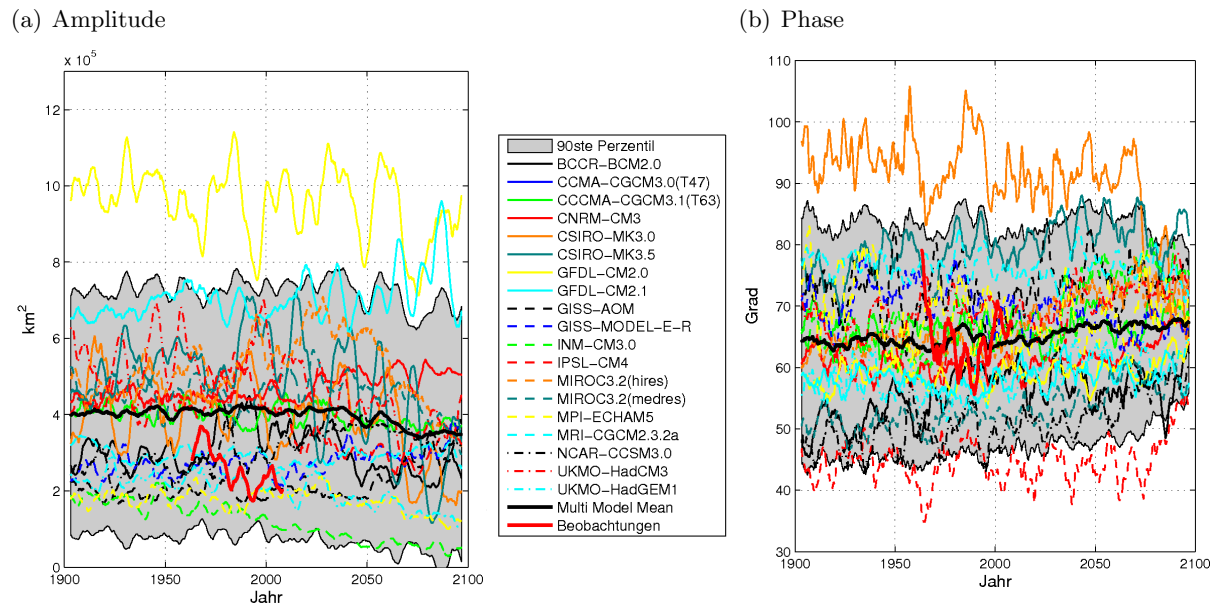


Abbildung A.9: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der **GIN-See** für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

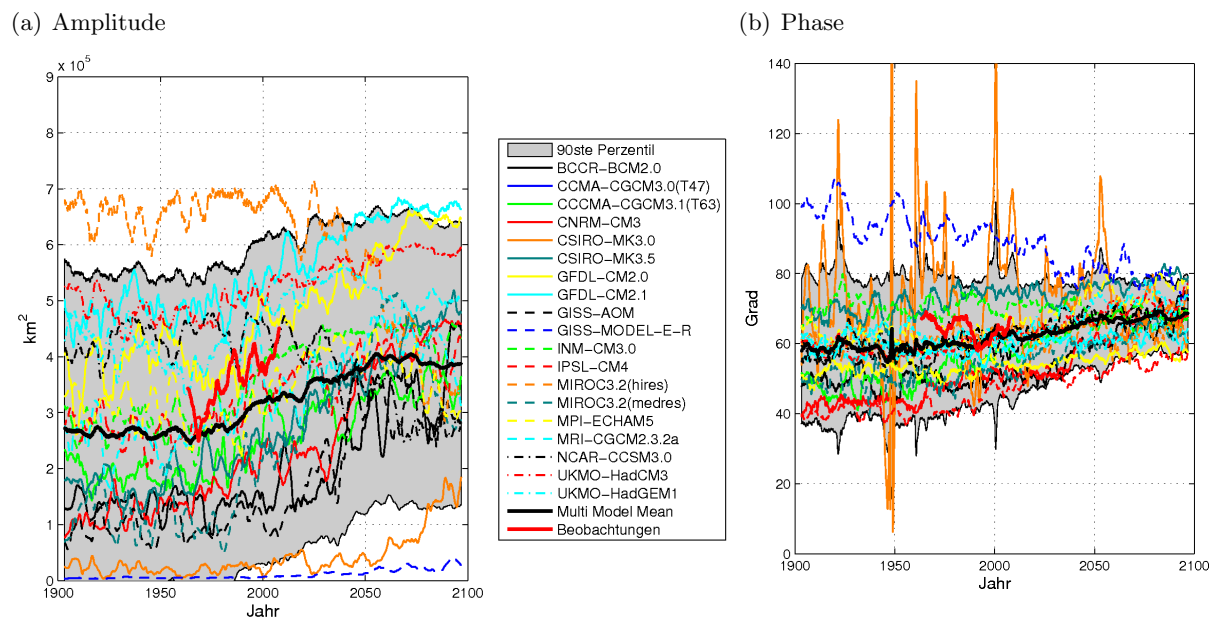
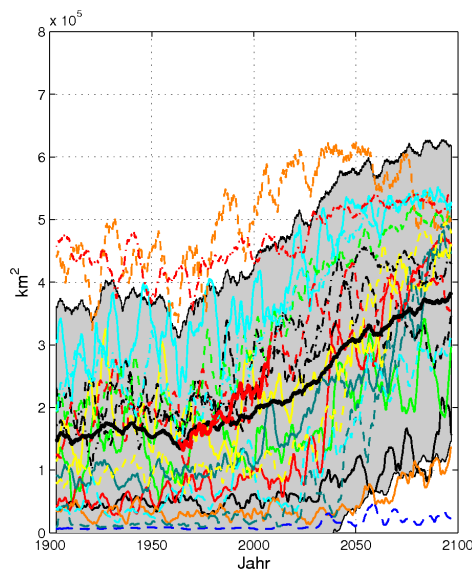


Abbildung A.10: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der **Karasee** für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

(a) Amplitude



(b) Phase

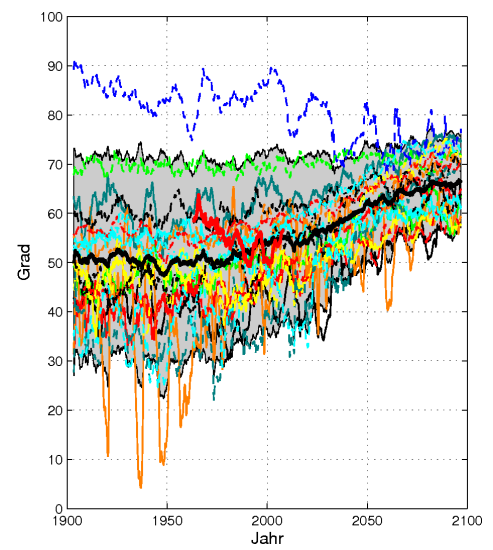
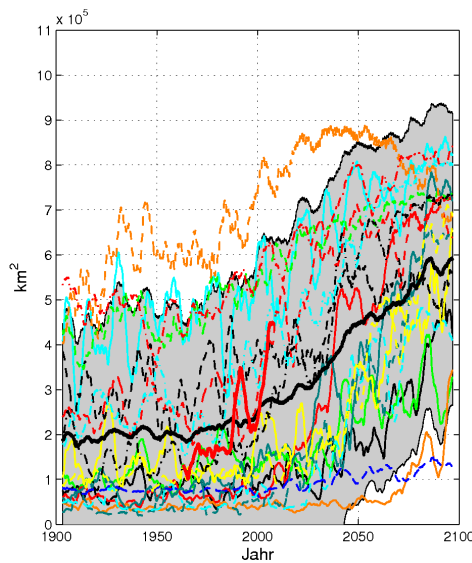


Abbildung A.11: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der **Lapteensee** für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

(a) Amplitude



(b) Phase

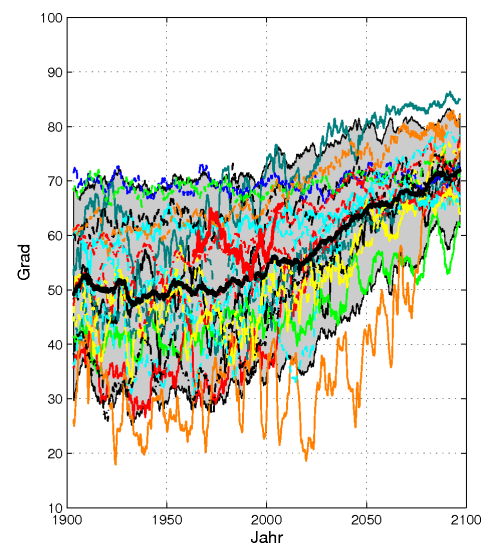


Abbildung A.12: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der **Ostsibirische See** für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

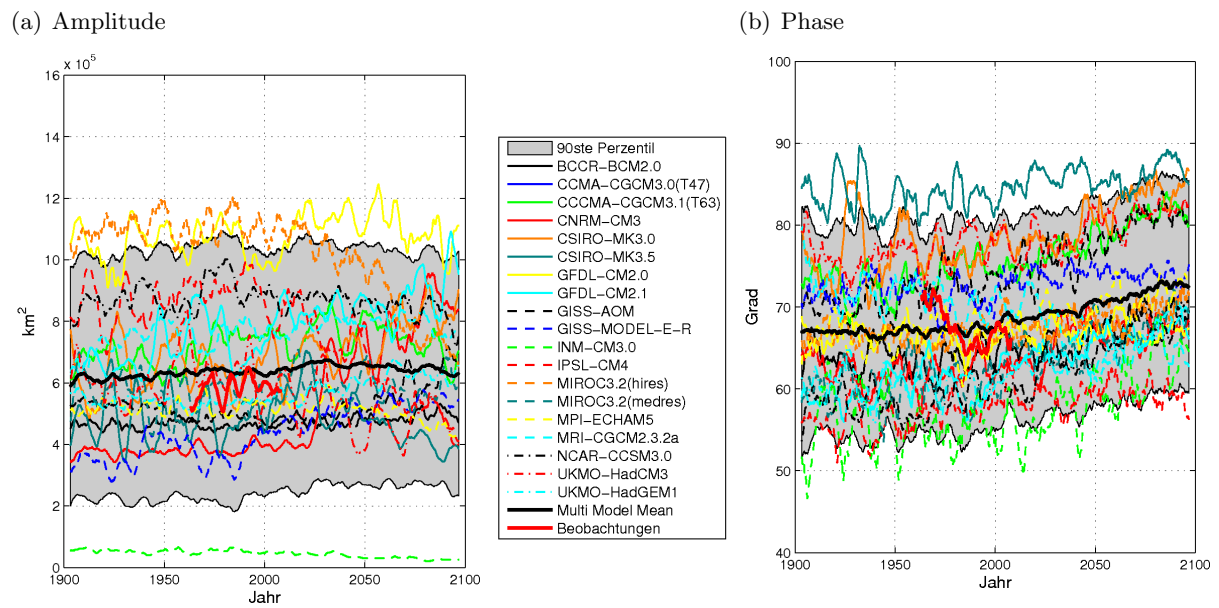
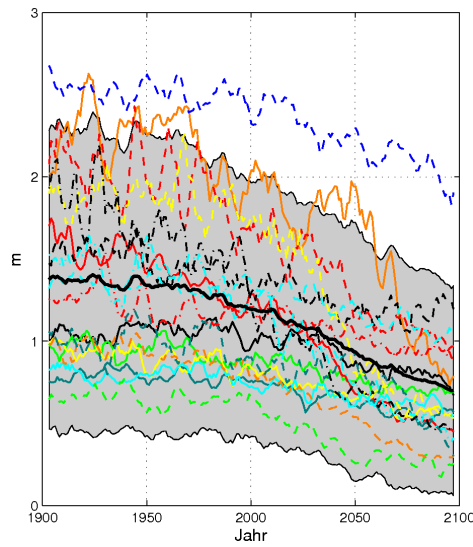


Abbildung A.13: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der **Labradorsee** für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

A.4 Meereisdicke

(a) März



(b) September

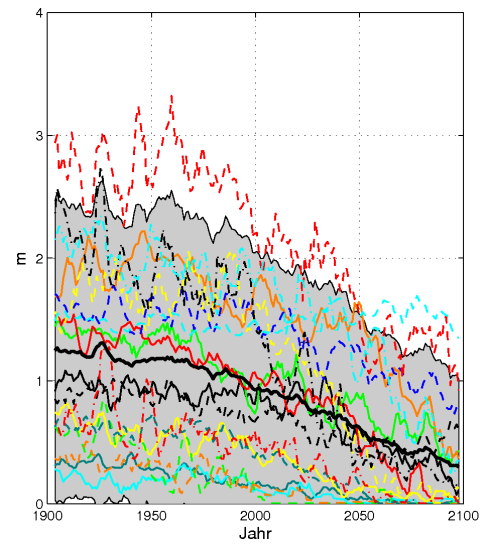
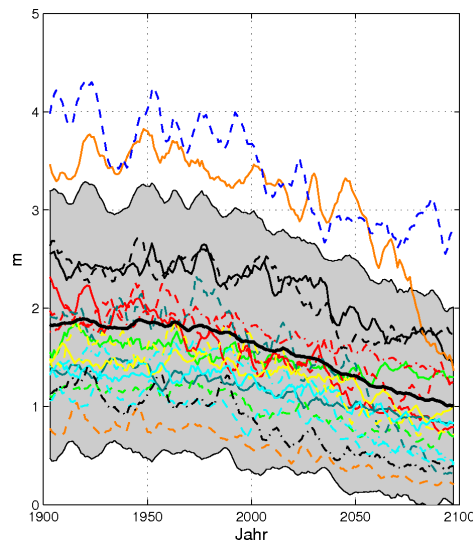


Abbildung A.14: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der **GIN-See** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.

(a) März



(b) September

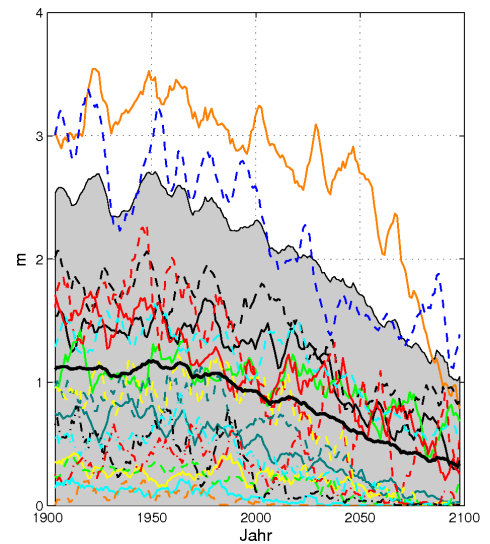


Abbildung A.15: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der **Karasee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.

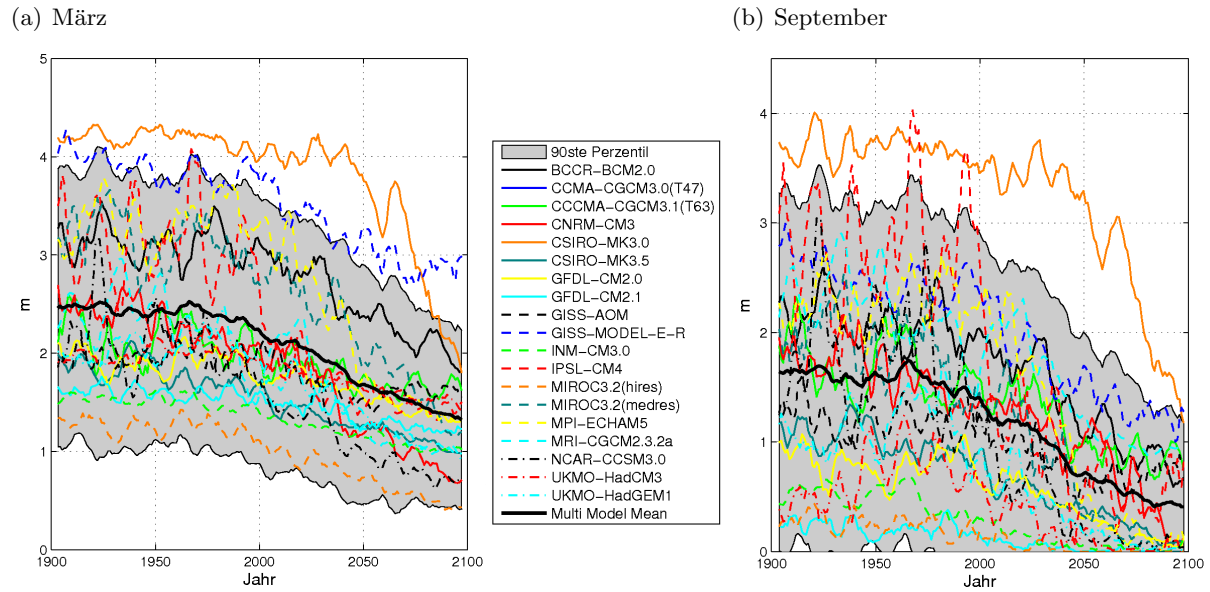


Abbildung A.16: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der **Laptevsee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.

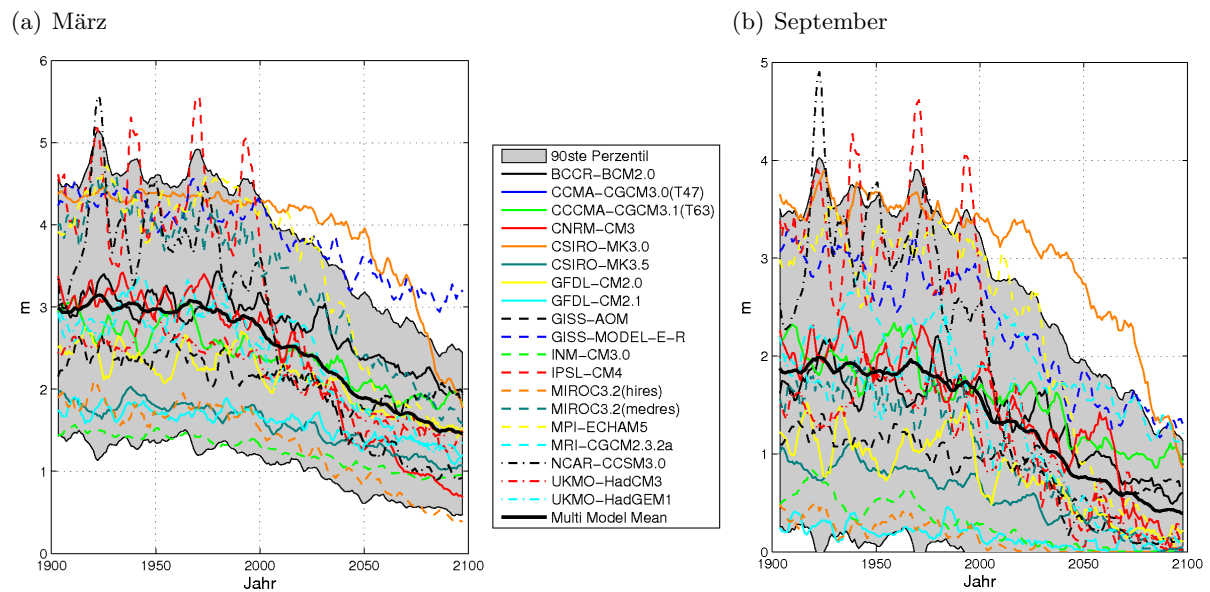


Abbildung A.17: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der **Ostsibirischen See** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.

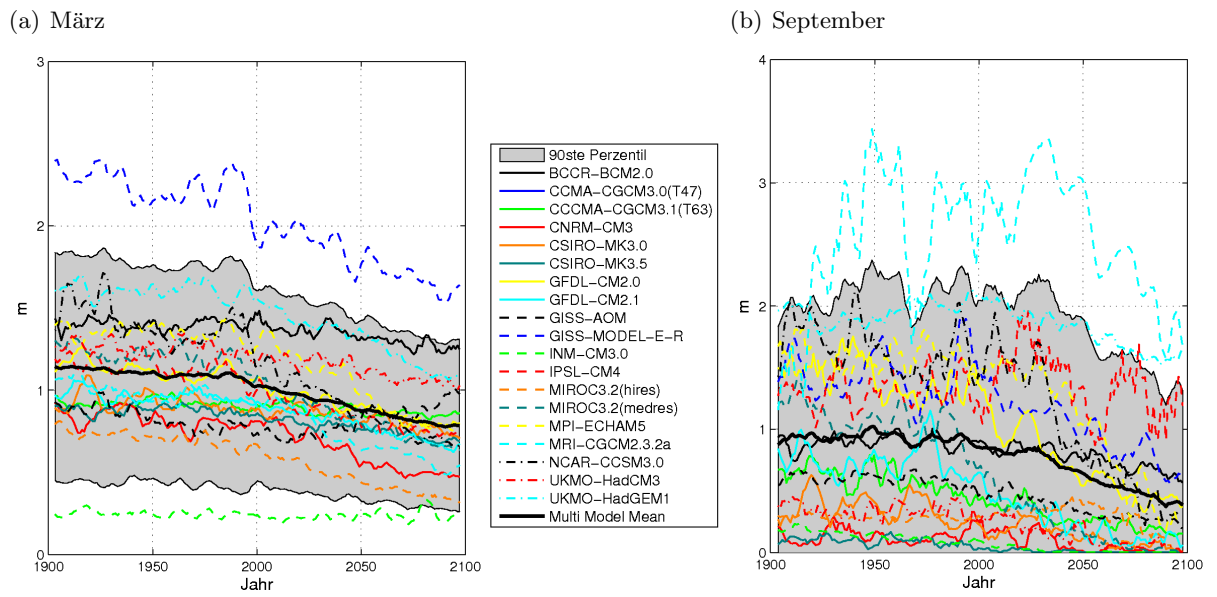
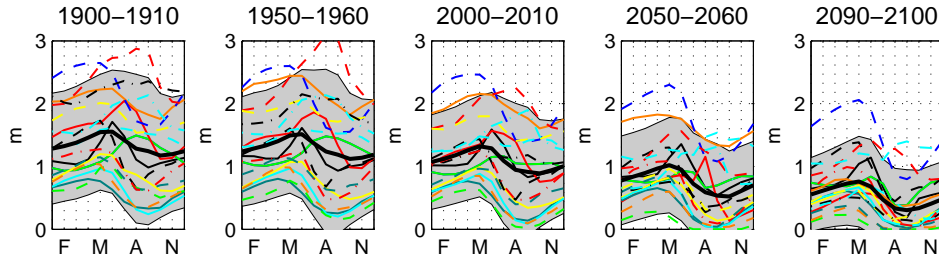
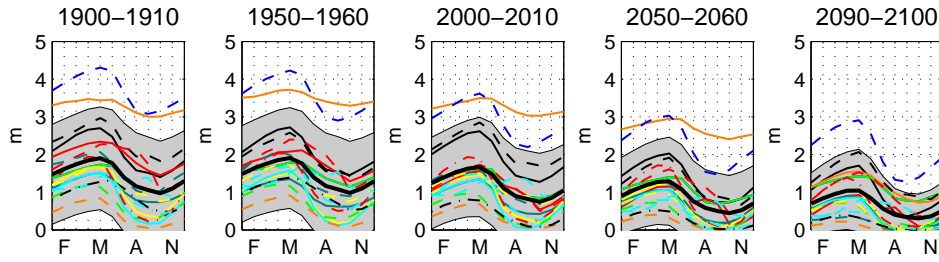


Abbildung A.18: Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der gesamten **Laradorsee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.

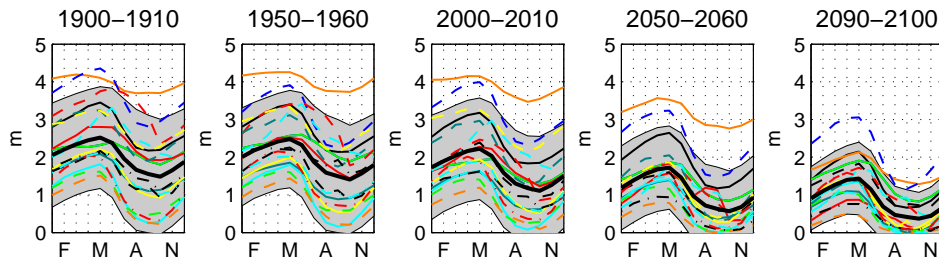
(a) GIN-See



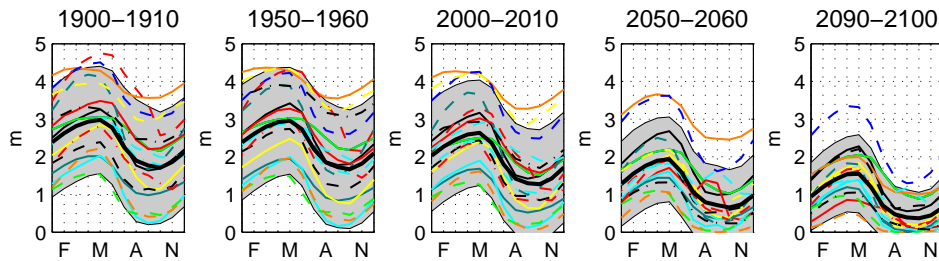
(b) Karasee



(c) Laptevsee



(d) Ostsibirische See



(e) Labradorsee

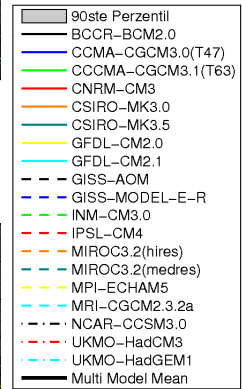
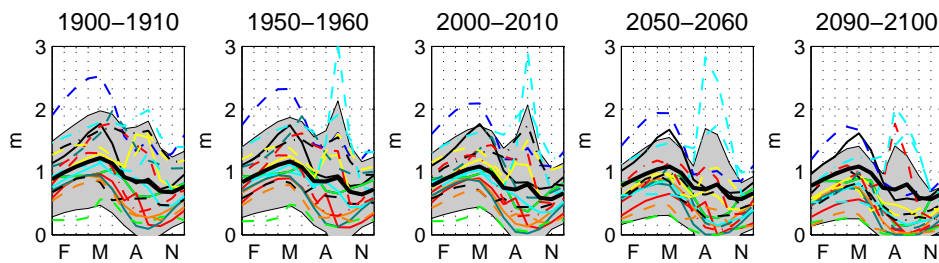
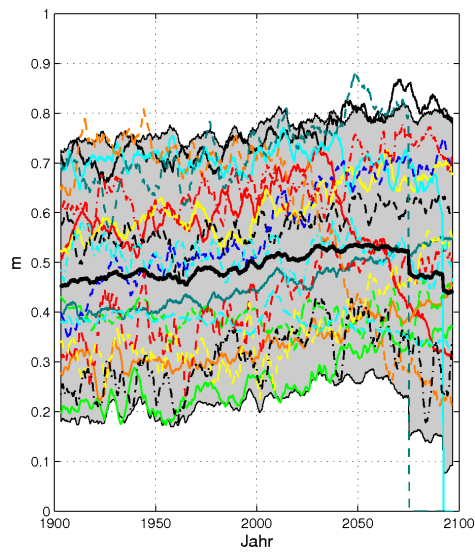


Abbildung A.19: Der Jahresgang der Meereisdicke für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die GIN-See, in (b) die Karasee, in (c) die Laptevsee, in (d) Ostsibirische See und in (e) die Labradorsee dargestellt.

(a) Amplitude



(b) Phase

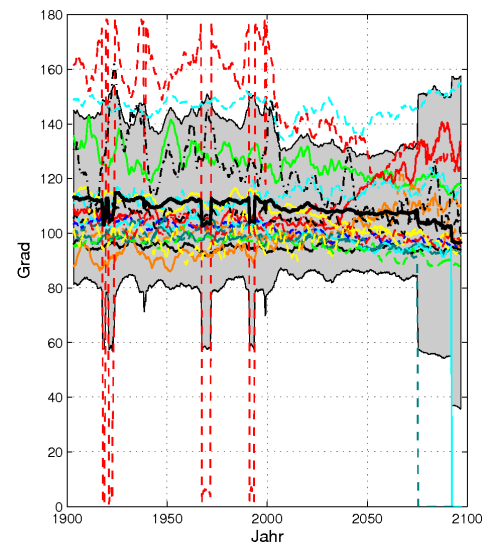
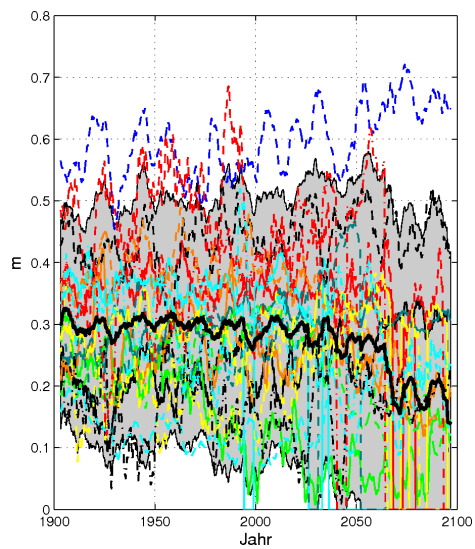


Abbildung A.20: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der **Zentralarktis** für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

(a) Amplitude



(b) Phase

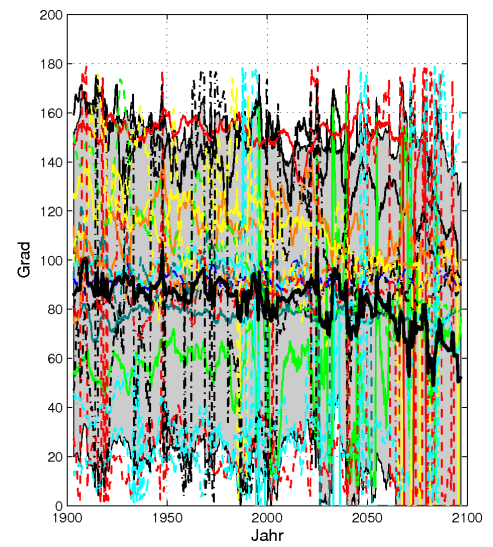


Abbildung A.21: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der **GIN-See** für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

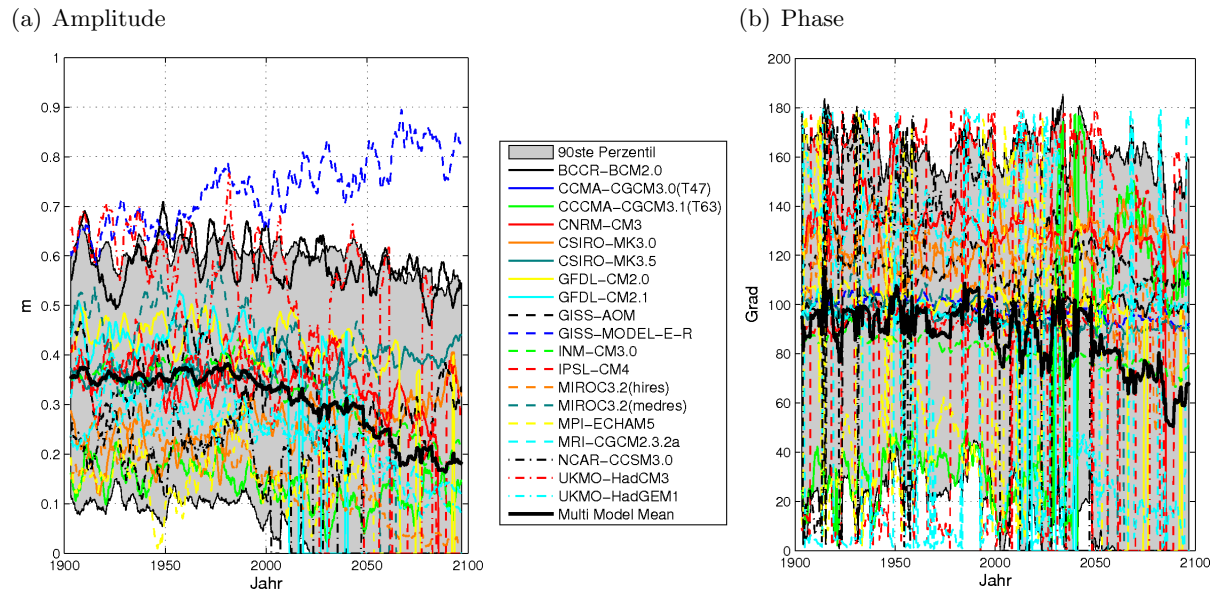


Abbildung A.22: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der **Barentssee** für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

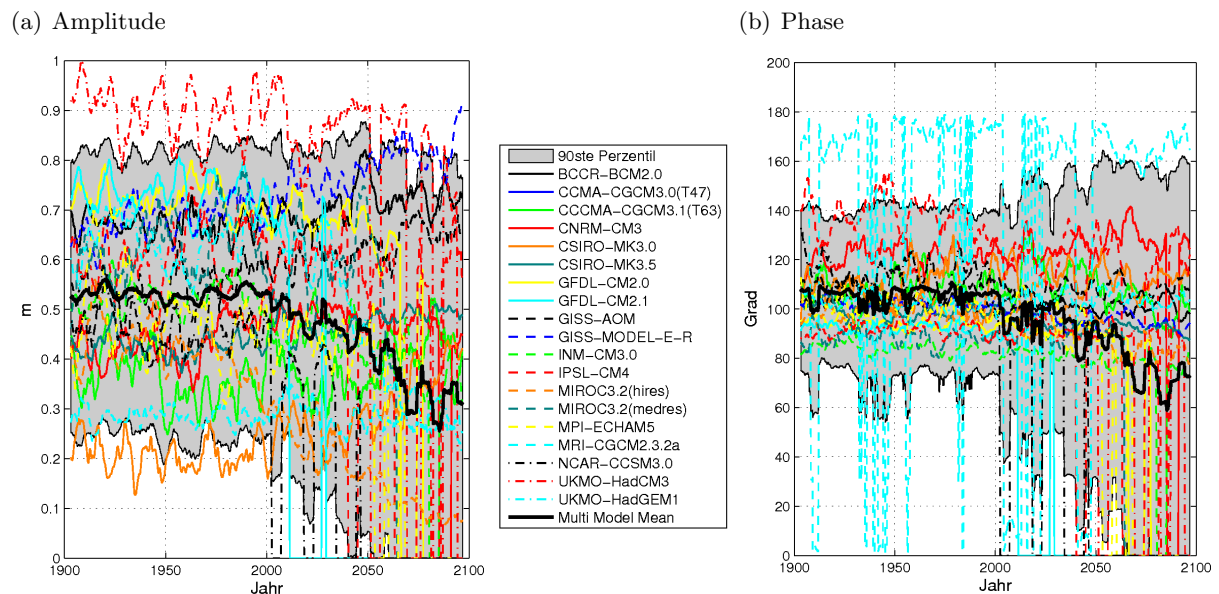
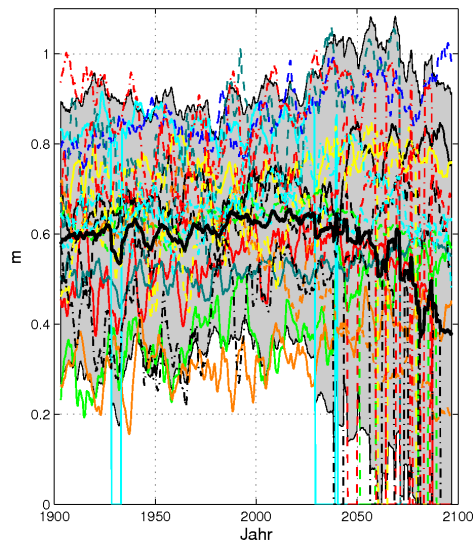


Abbildung A.23: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der **Karasee** für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

(a) Amplitude



(b) Phase

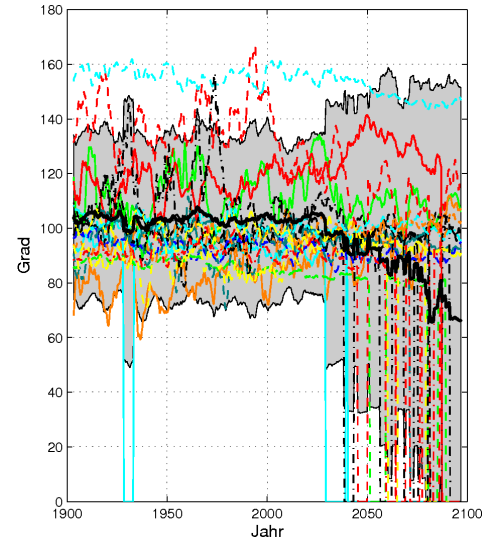
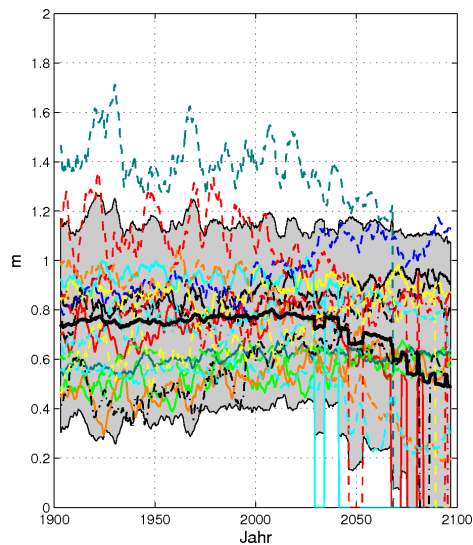


Abbildung A.24: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der *Laptevicee* für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

(a) Amplitude



(b) Phase

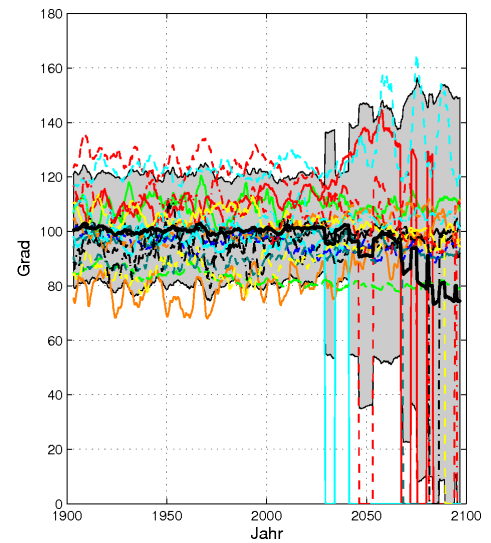
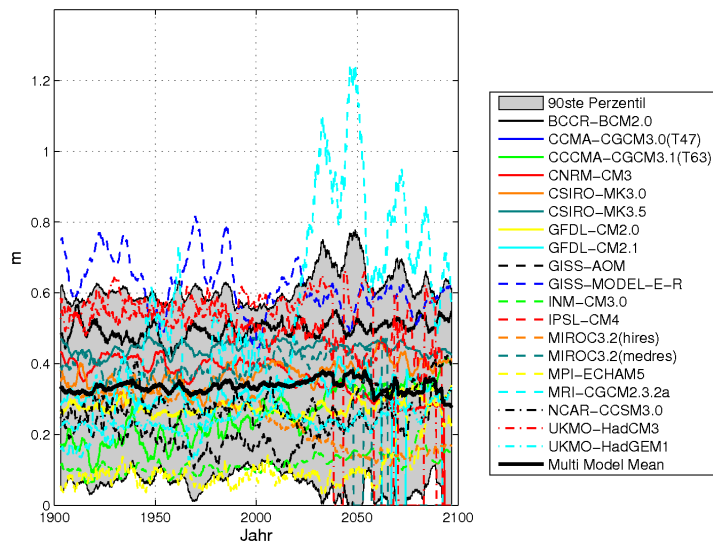


Abbildung A.25: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der *Ostsibirische See* für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

(a) Amplitude



(b) Phase

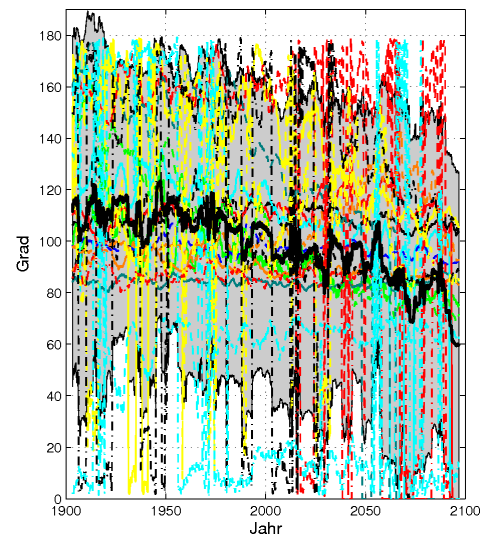
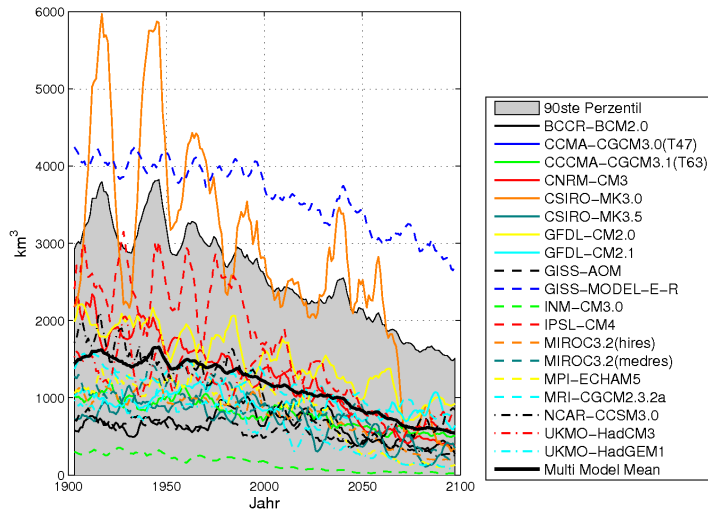


Abbildung A.26: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der **Labradorsee** für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

A.5 Meereisvolumen

(a) März



(b) September

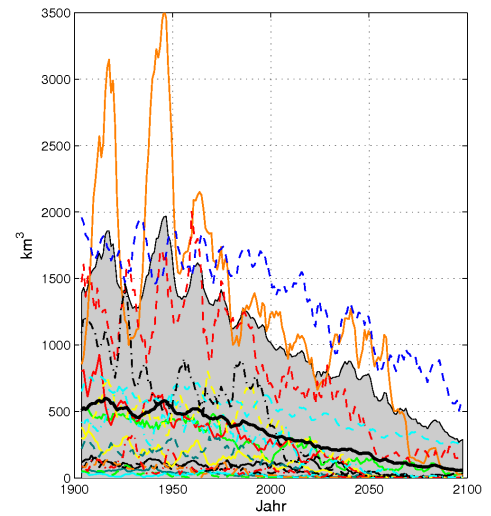
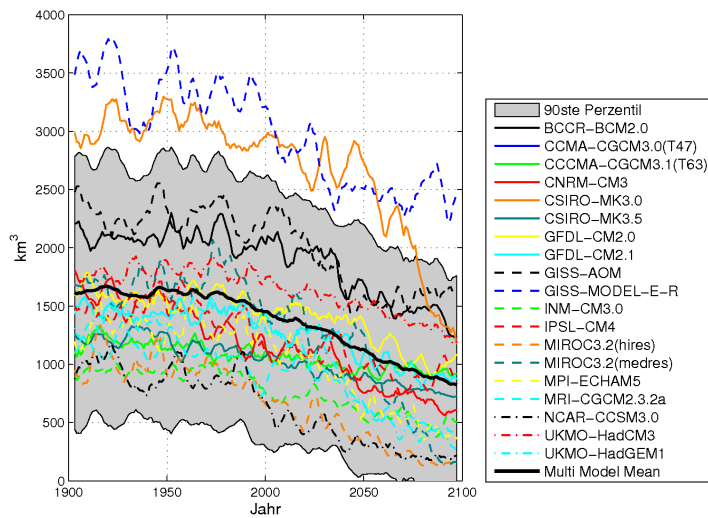


Abbildung A.27: Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der **GIN-See** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.

(a) März



(b) September

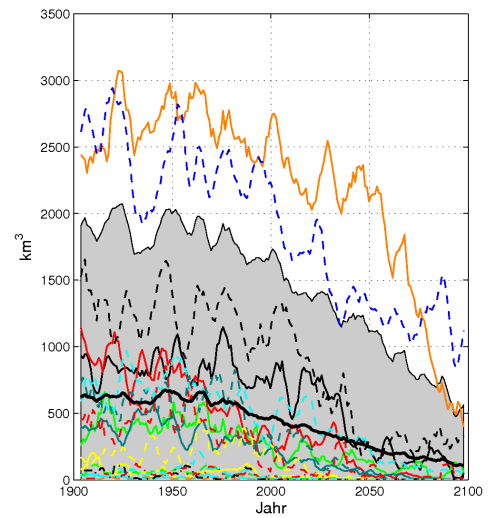


Abbildung A.28: Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der **Karasee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.

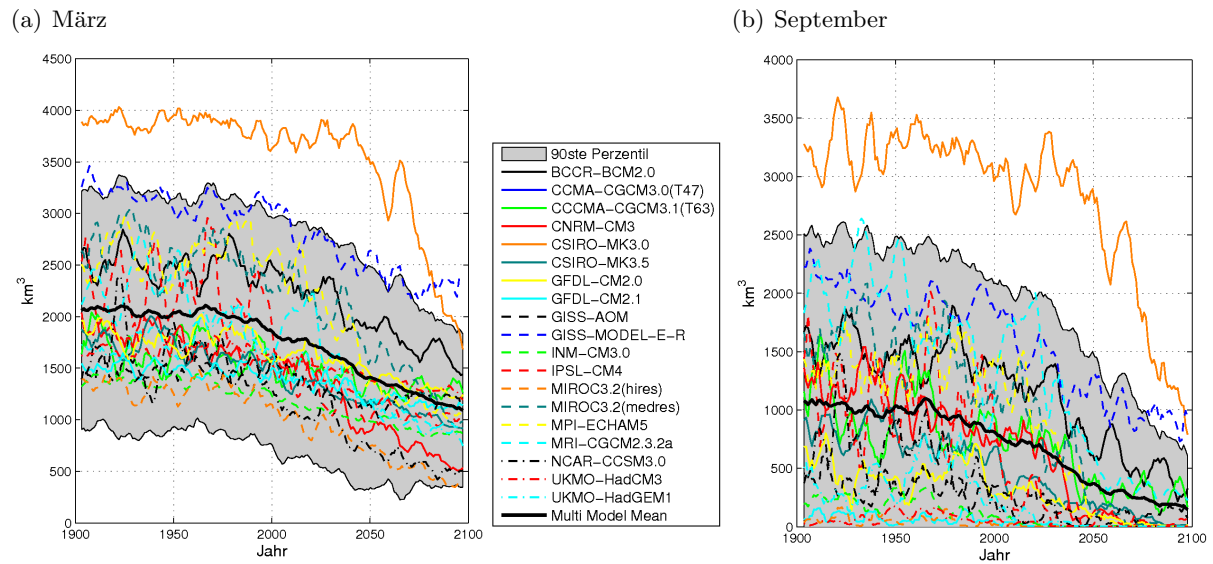


Abbildung A.29: Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der **Laptevsee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.

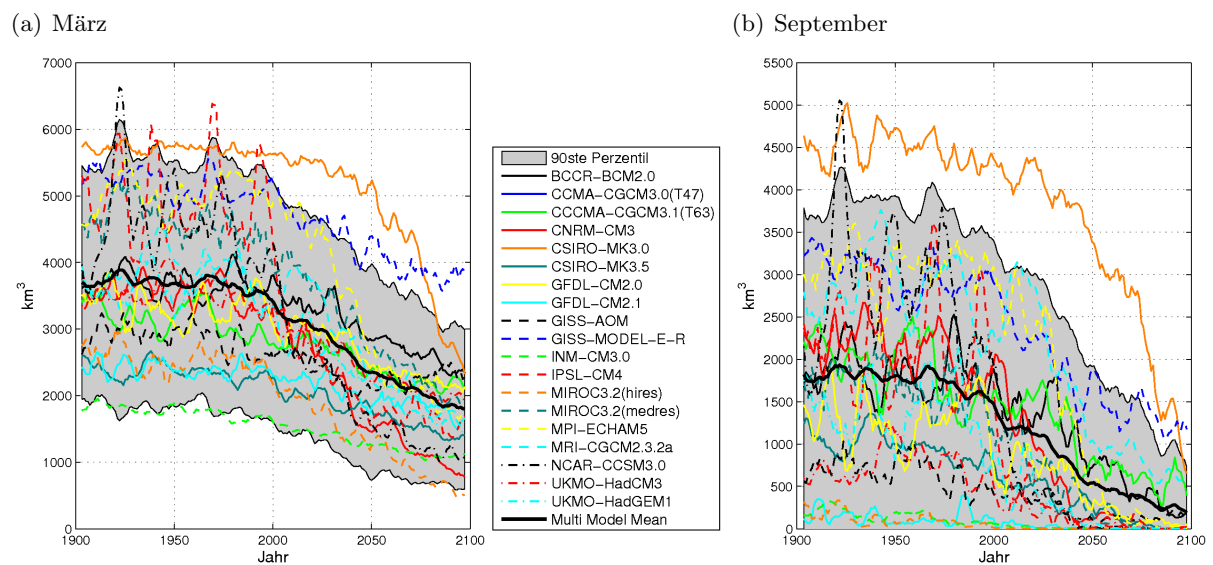


Abbildung A.30: Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der **Ostsibirischen See** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.

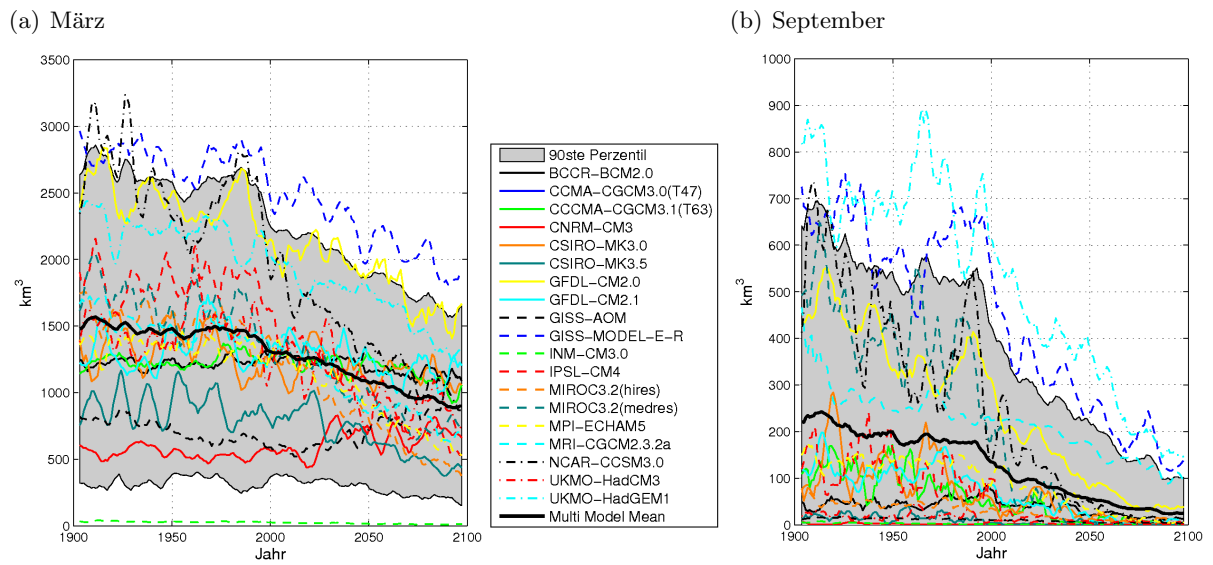
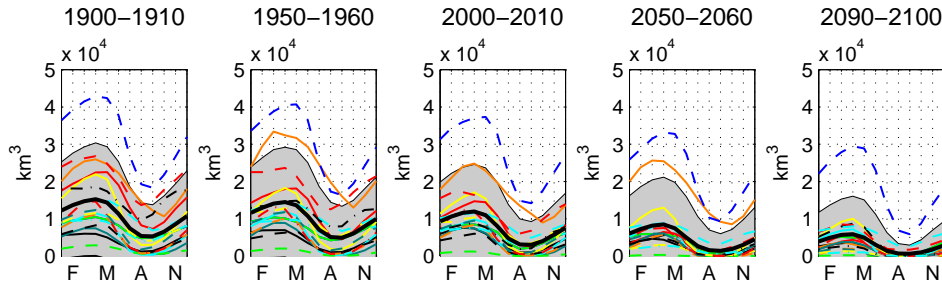
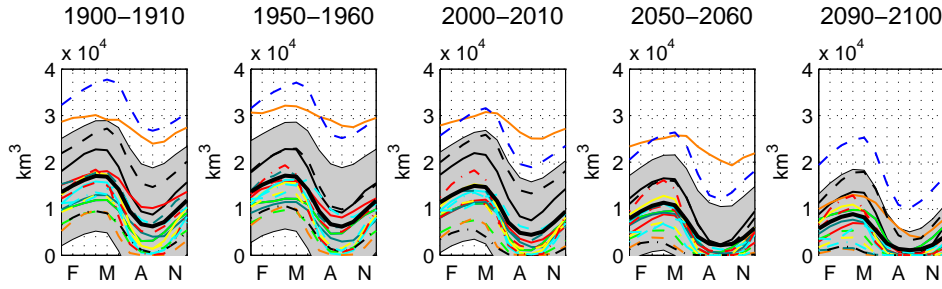


Abbildung A.31: Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der **Labradorsee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.

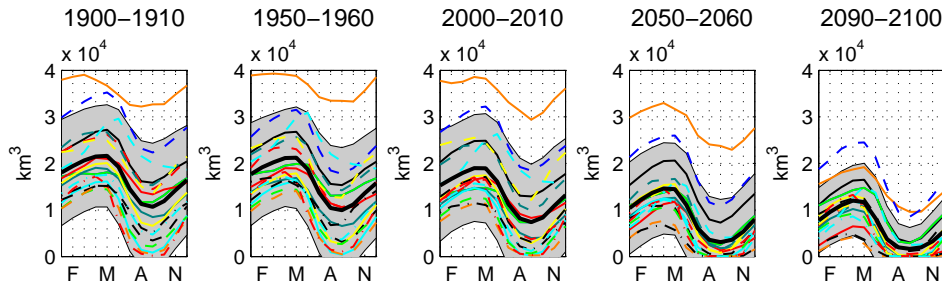
(a) GIN-See



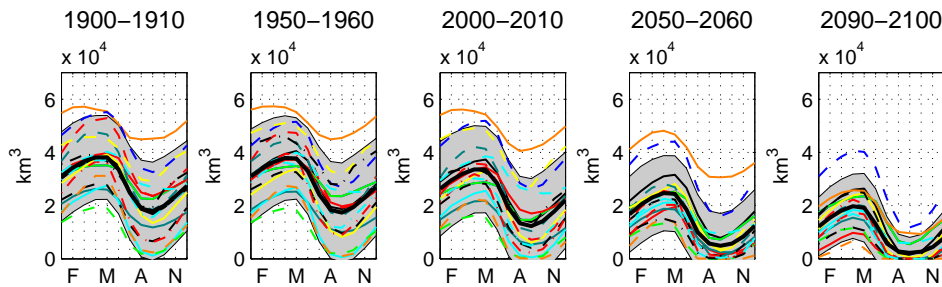
(b) Karasee



(c) Laptevsee



(d) Ostsibirische See



(e) Labradorsee

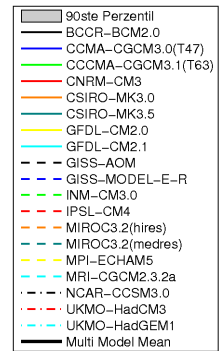
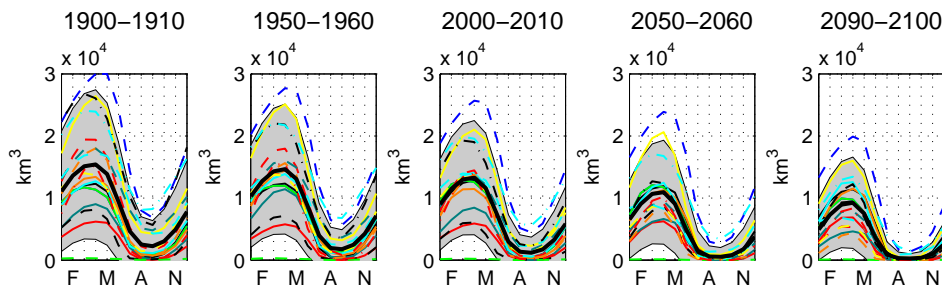


Abbildung A.32: Der Jahresgang der Meereisdicke für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die GIN-See, in (b) die Karasee, in (c) die Laptevsee, in (d) die Ostsibirische See und in (e) die Labradorsee dargestellt.

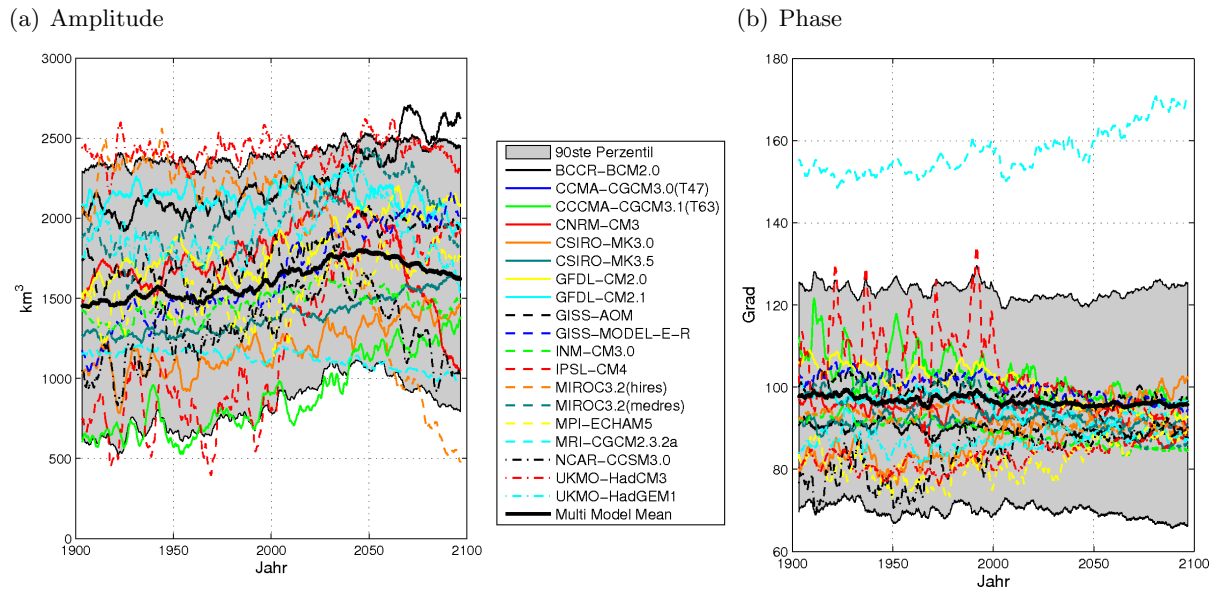


Abbildung A.33: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der **Zentralarktis** für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

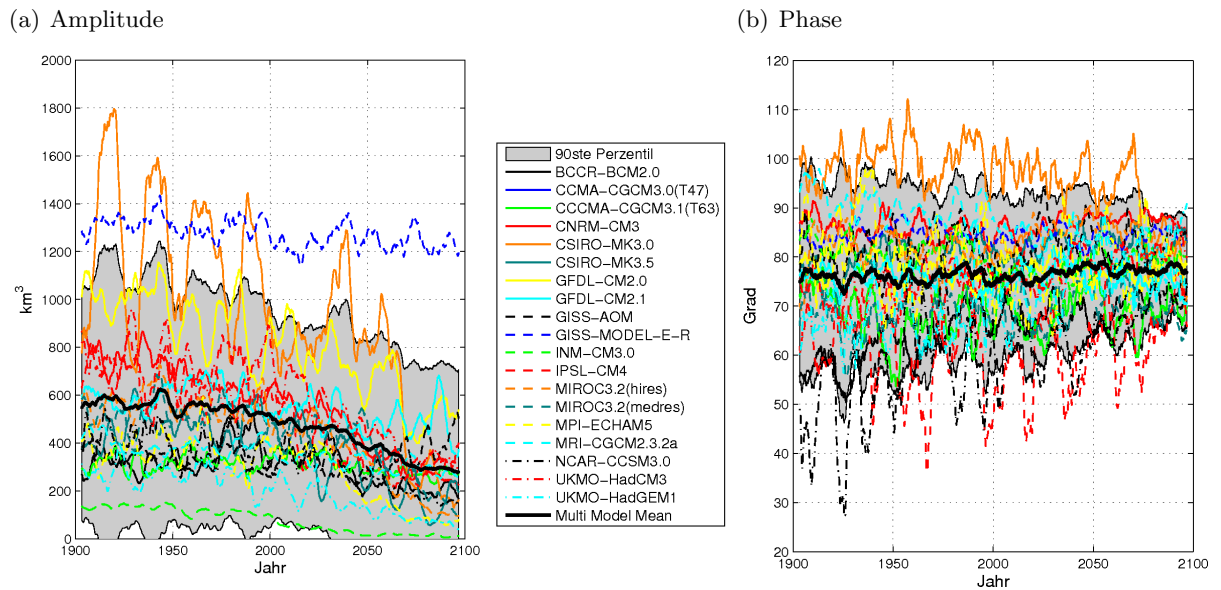


Abbildung A.34: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der **GIN-See** für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

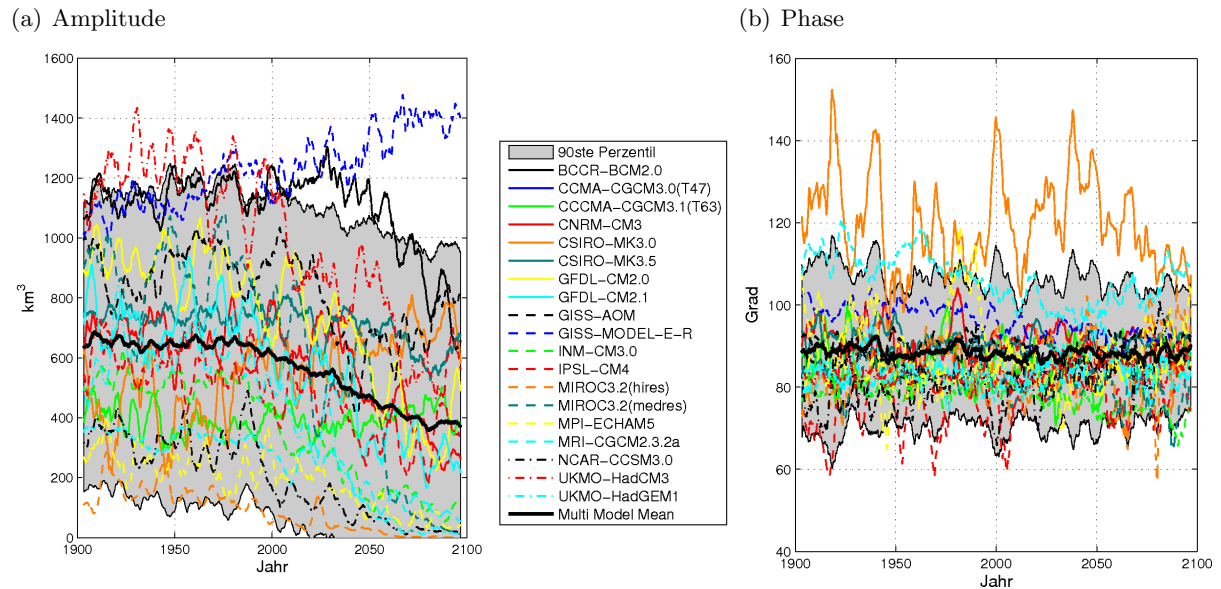


Abbildung A.35: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der **Barentssee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

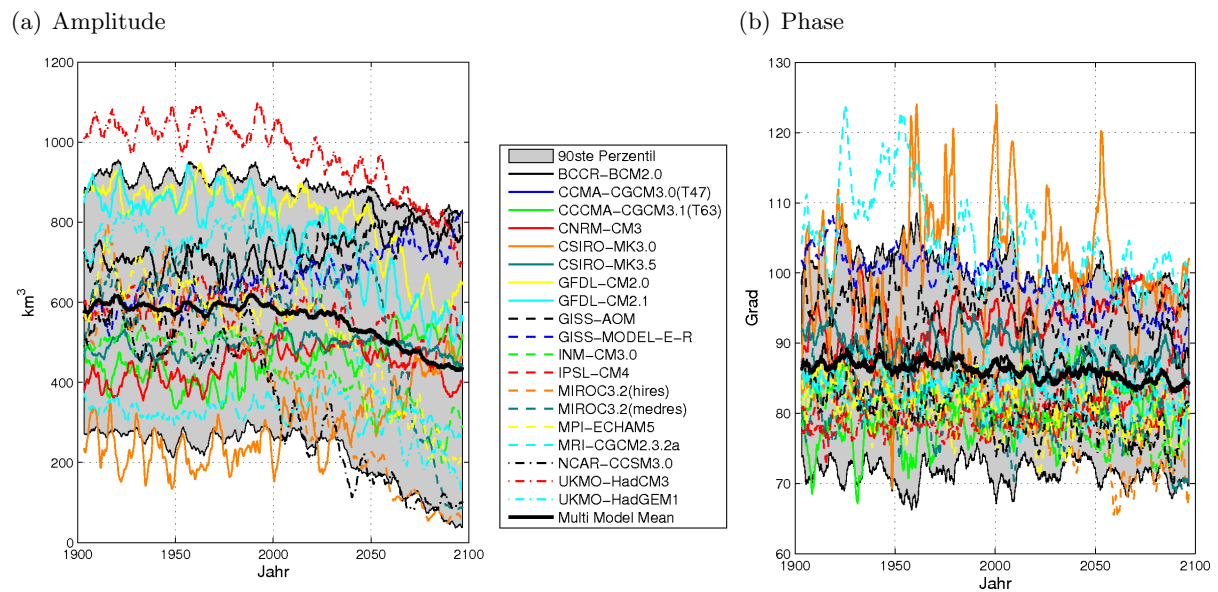
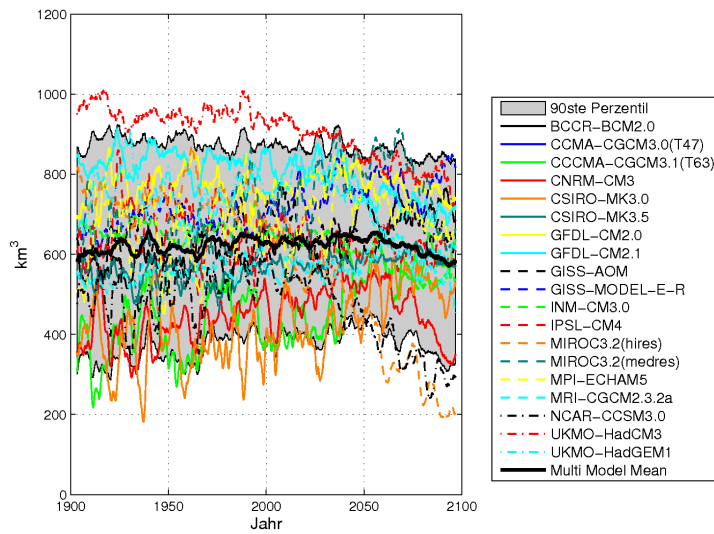


Abbildung A.36: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der **Karasee** für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

(a) Amplitude



(b) Phase

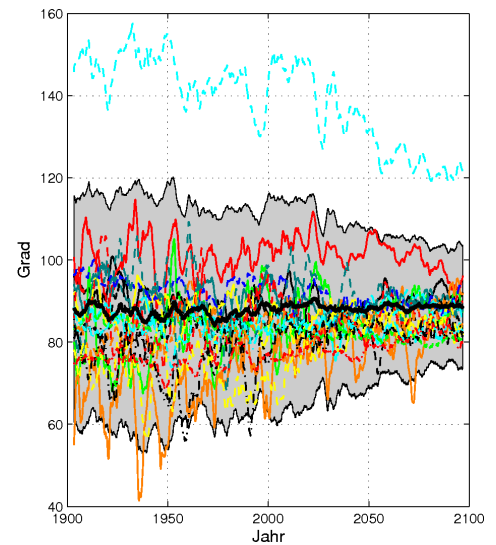
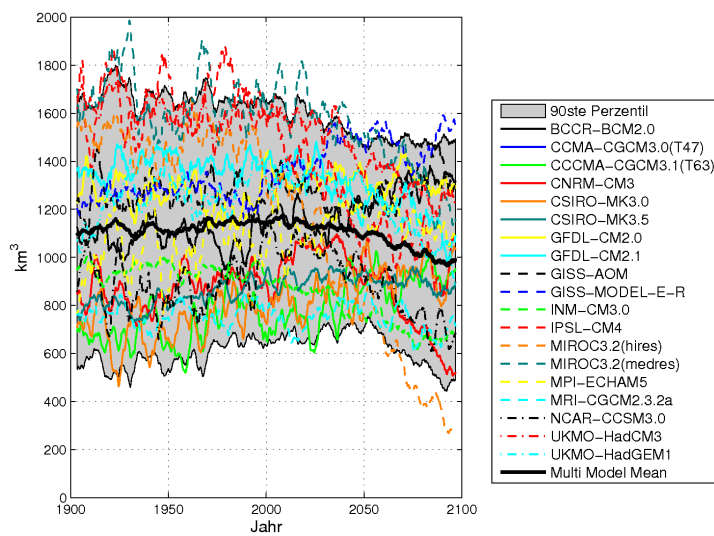


Abbildung A.37: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der *Laptevsee* für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

(a) Amplitude



(b) Phase

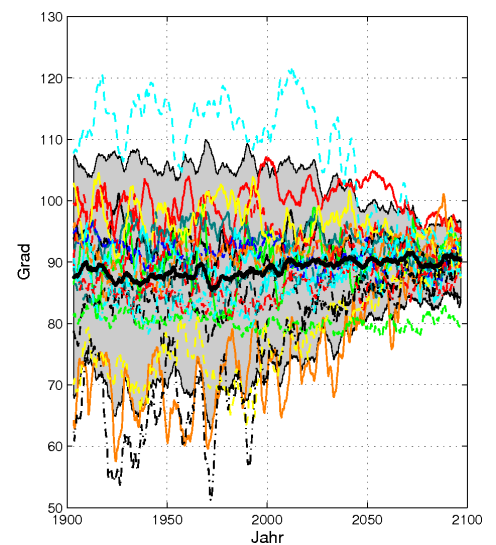


Abbildung A.38: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der *Ostsibirische See* für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

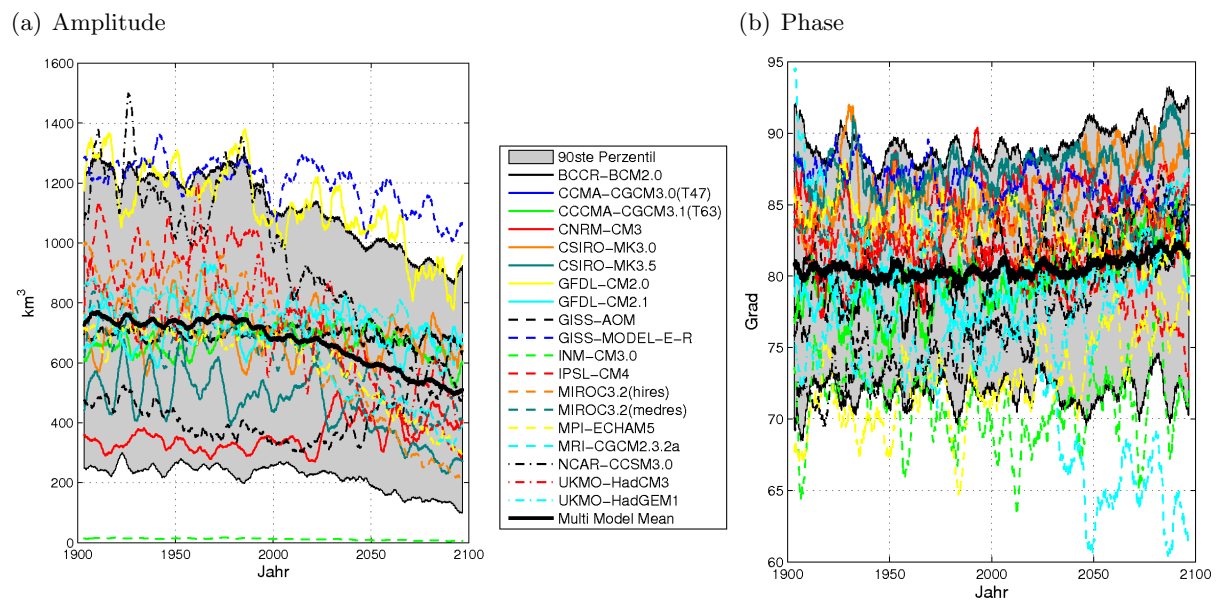


Abbildung A.39: Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der **Labradorsee** für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.

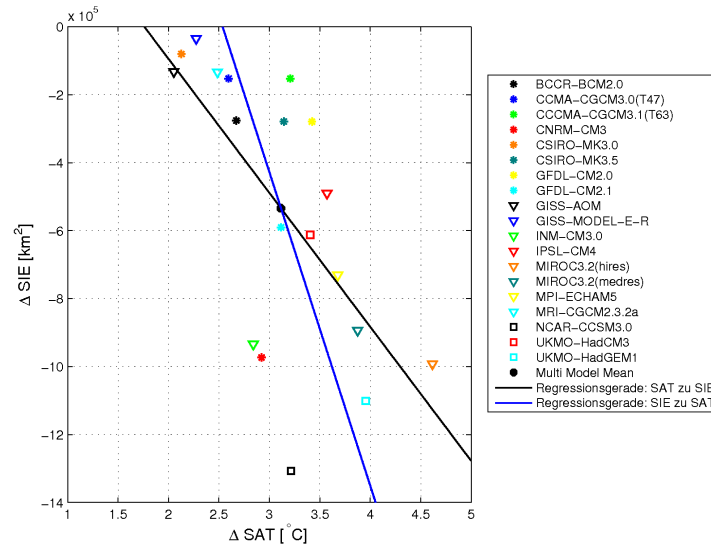
A.6 Änderungen in Oberflächentemperatur und Meereisausdehnung

A.6.1 Jahresmittelwerte

Region	Global Temperatur				Temperatur der NH			
	$m_{S,T}$ [$\frac{10^6 \text{ km}^2}{^\circ\text{C}}$]	$m_{T,S}$ [$\frac{^\circ\text{C}}{10^6 \text{ km}^2}$]	ρ	ρ^2	$m_{S,T}$ [$\frac{10^6 \text{ km}^2}{^\circ\text{C}}$]	$m_{T,S}$ [$\frac{^\circ\text{C}}{10^6 \text{ km}^2}$]	ρ	ρ^2
Arktis	-1.97	-0.22	-0.66	0.43	-1.83	-0.33	-0.78	0.60
Zentralarktis	-0.43	-0.73	-0.56	0.31	-0.39	-1.08	-0.65	0.43
GIN-See	-0.07	-0.50	-0.18	0.03	-0.07	-0.92	-0.26	0.07
Barentssee	-0.13	-0.76	-0.31	0.10	-0.14	-1.42	-0.45	0.21
Karasee	-0.19	-1.95	-0.63	0.39	-0.18	-3.05	-0.74	0.55
Laptevsee	-0.10	-2.52	-0.51	0.26	-0.10	-3.89	-0.62	0.38
Ostsibirische See	-0.11	-1.55	-0.42	0.18	-0.11	-2.50	-0.53	0.28
Labradorsee	-0.28	-1.36	-0.61	0.37	-0.23	-1.80	-0.64	0.41

Tabelle A.6: Die Steigungen der Regressionsgeraden zwischen der Änderung der Oberflächentemperatur und der Meereisausdehnung für die Jahresmittelwerte, sowie die Korrelation zwischen den Modellen und die erklärte Varianz, jeweils für die Änderung der globalen Temperatur und die Änderung der Temperatur der nördlichen Hemisphäre.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

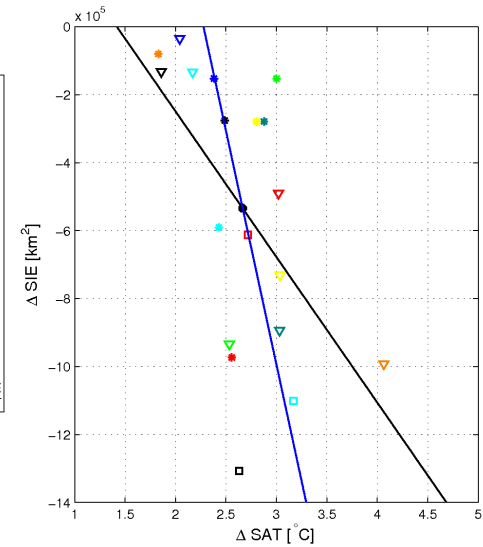
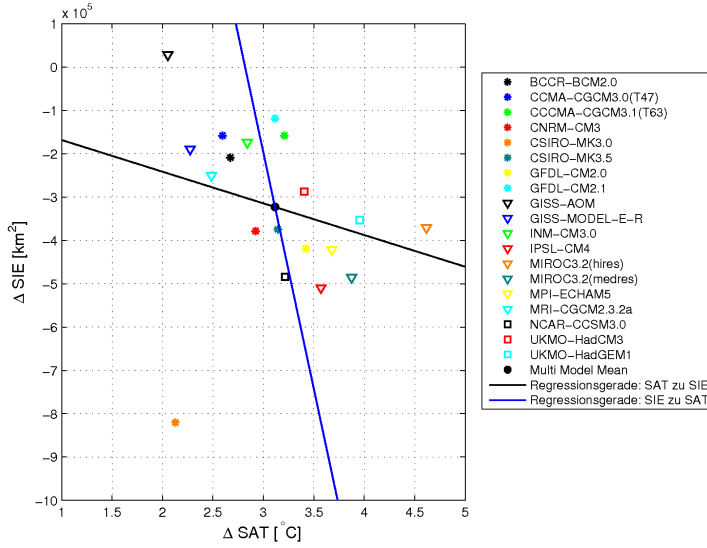


Abbildung A.40: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Zentralarktis** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

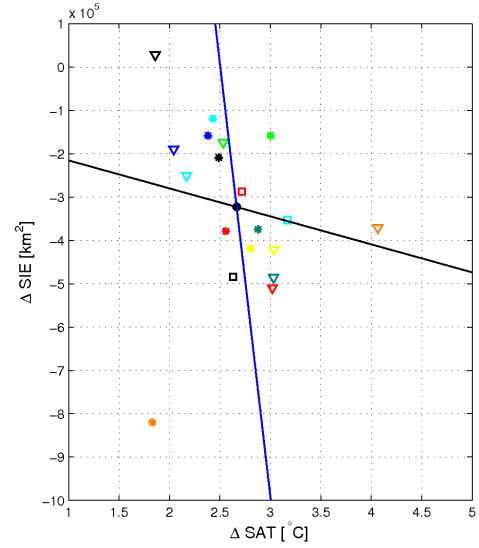
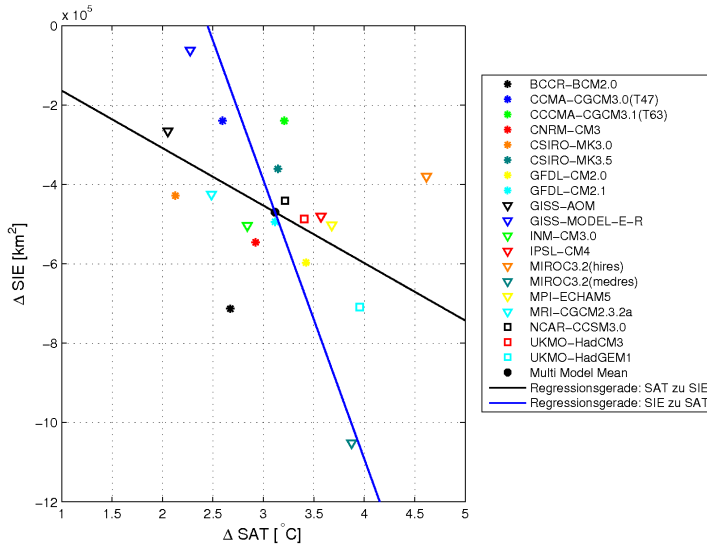


Abbildung A.41: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisaußenstrecke in der gesamten **GIN-See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

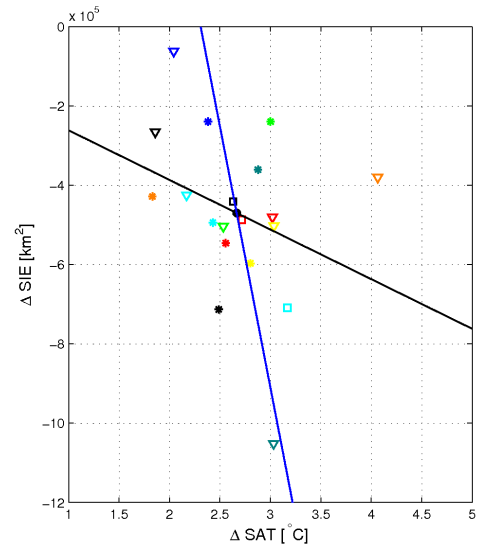
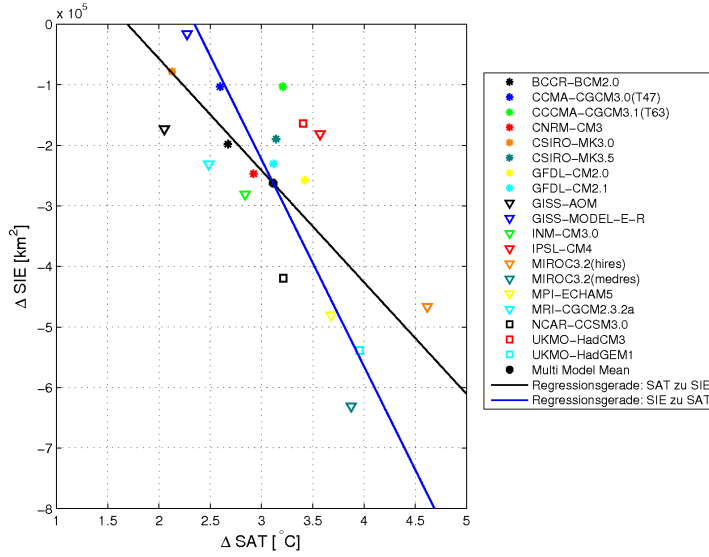


Abbildung A.42: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisaußenstrecke in der gesamten **Barentssee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

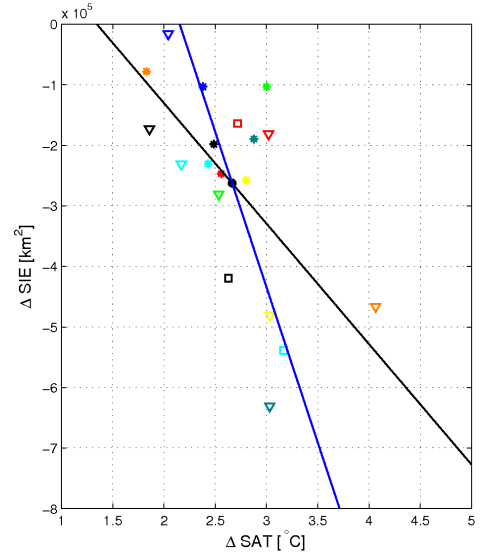
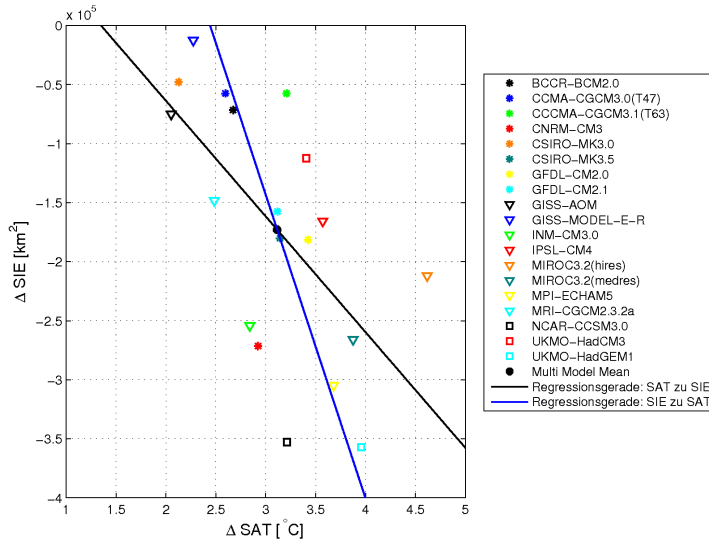


Abbildung A.43: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Karasee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

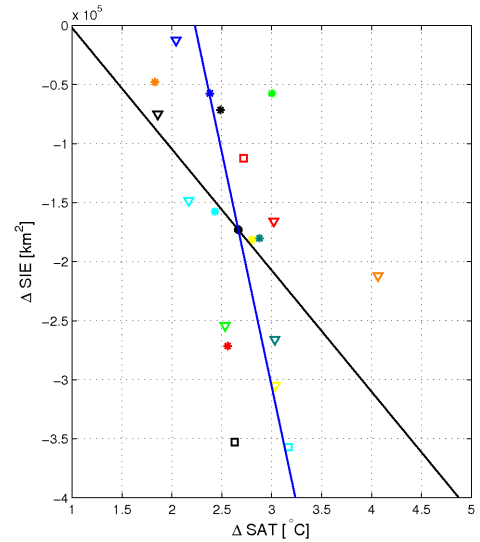
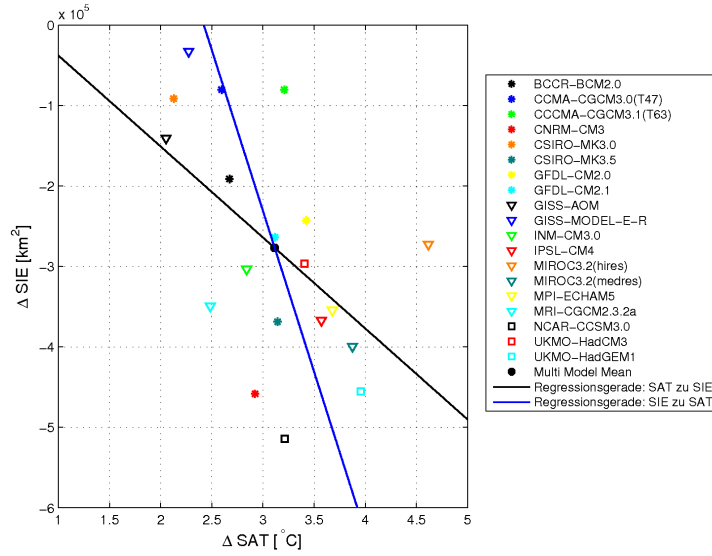


Abbildung A.44: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Lapteevsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

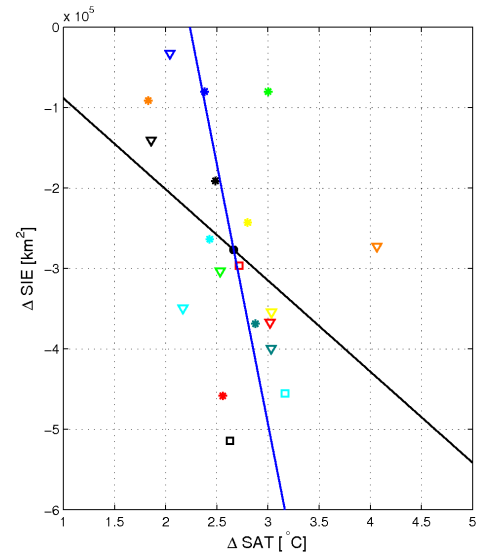
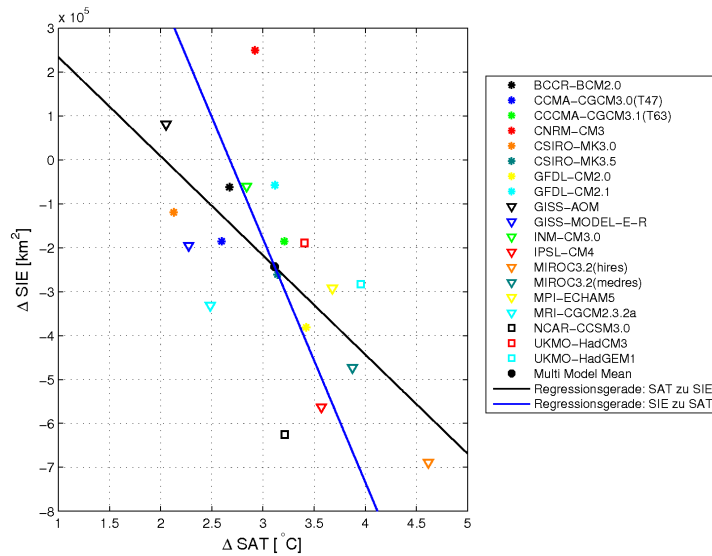


Abbildung A.45: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Ostsibirischen See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

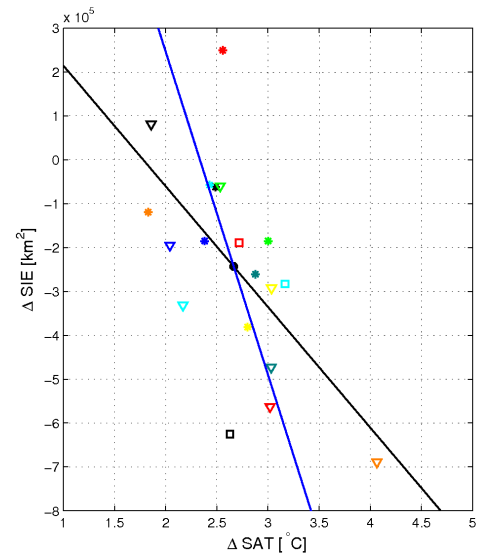


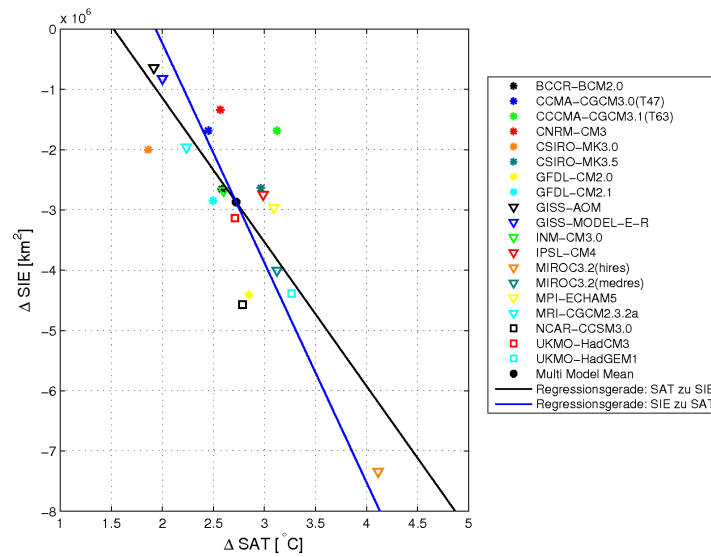
Abbildung A.46: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Labradorsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

A.6.2 Wintermittelwerte

Region	Global Temperatur				Temperatur der NH			
	$m_{S,T}$ [$\frac{10^6 \text{ km}^2}{^\circ\text{C}}$]	$m_{T,S}$ [$\frac{^\circ\text{C}}{10^6 \text{ km}^2}$]	ρ	ρ^2	$m_{S,T}$ [$\frac{10^6 \text{ km}^2}{^\circ\text{C}}$]	$m_{T,S}$ [$\frac{^\circ\text{C}}{10^6 \text{ km}^2}$]	ρ	ρ^2
Arktis	-2.39	-0.27	-0.81	0.66	-1.92	-0.37	-0.85	0.71
Zentralarktis	-0.29	-1.39	-0.81	0.40	-0.21	-1.72	-0.60	0.37
GIN-See	-0.10	-0.55	-0.23	0.05	-0.07	-0.65	-0.21	0.04
Barentssee	-0.22	-1.00	-0.46	0.21	-0.24	-1.72	-0.64	0.40
Karasee	-0.23	-2.19	-0.71	0.50	-0.18	-2.92	-0.73	0.54
Laptevsee	-0.06	-6.71	-0.62	0.38	-0.04	-7.71	-0.55	0.30
Ostsibirische See	-0.10	-4.17	-0.62	0.39	-0.06	-4.47	-0.51	0.26
Labradorsee	-0.40	-0.95	-0.61	0.37	-0.28	-1.15	-0.57	0.32

Tabelle A.7: Die Steigungen der Regressionsgeraden zwischen der Änderung der Oberflächentemperatur und der Meereisausdehnung für die Wintermittelwerte, sowie die Korrelation zwischen den Modellen und die erklärte Varianz, jeweils für die Änderung der globalen Temperatur und die Änderung der Temperatur der nördlichen Hemisphäre.

(a) Arktis: Änderung der globalen Temperatur



(b) Zentralarktis: Änderung der globalen Temperatur

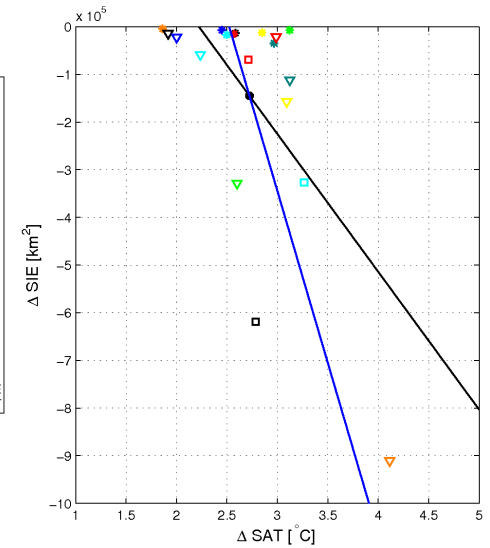
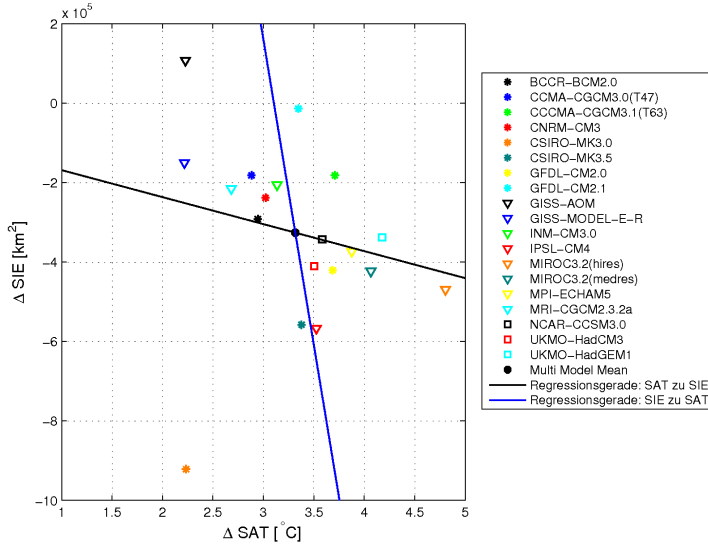


Abbildung A.47: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der global gemittelten Temperatur und (a) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Wintermittelwerte in der **Arktis** und (b) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Wintermittelwerte in der **Zentralarktis**; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

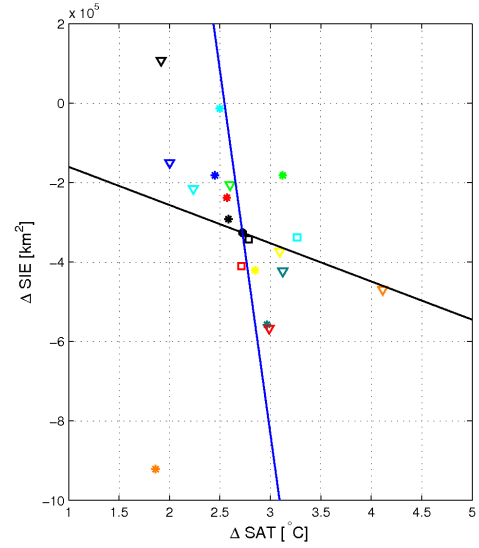
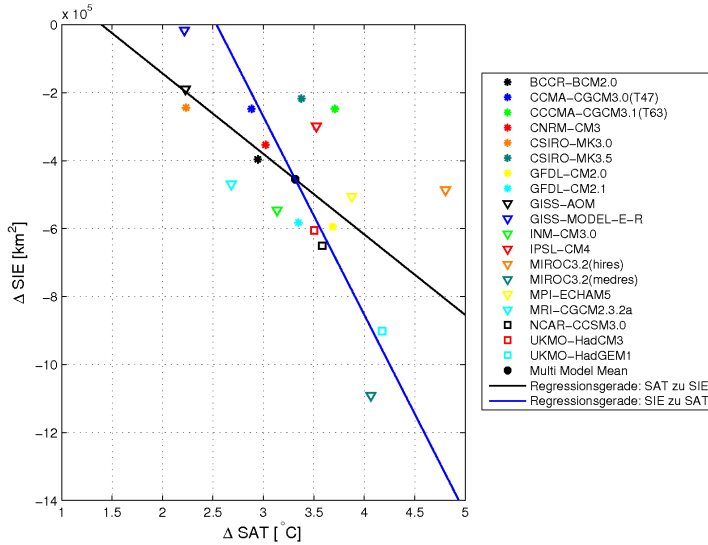


Abbildung A.48: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisaußenstrecke in der gesamten **GIN-See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

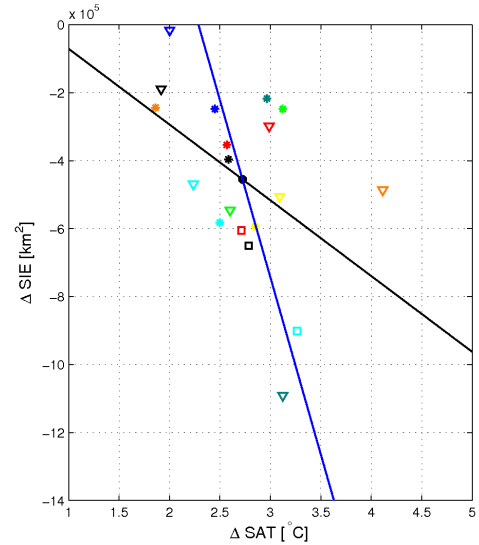
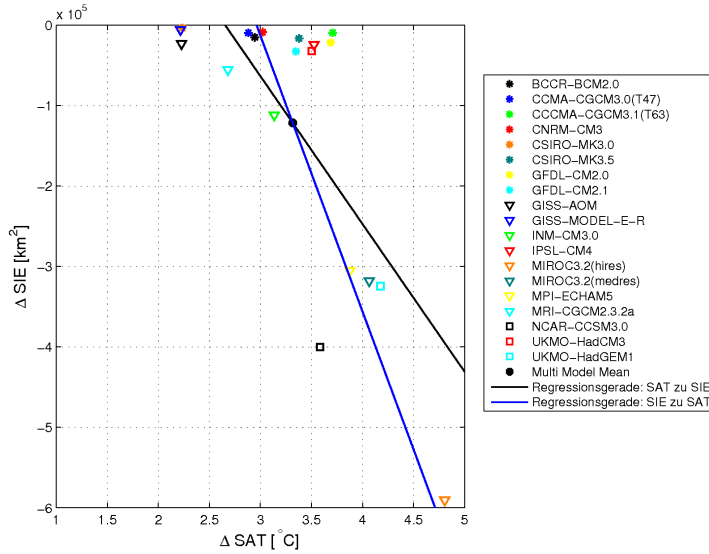


Abbildung A.49: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisaußenstrecke in der gesamten **Barentssee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

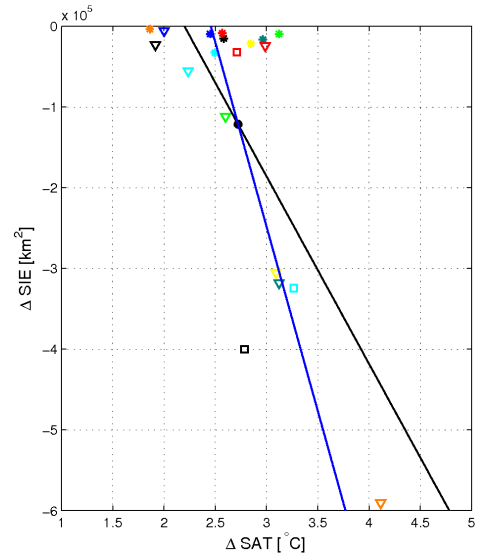
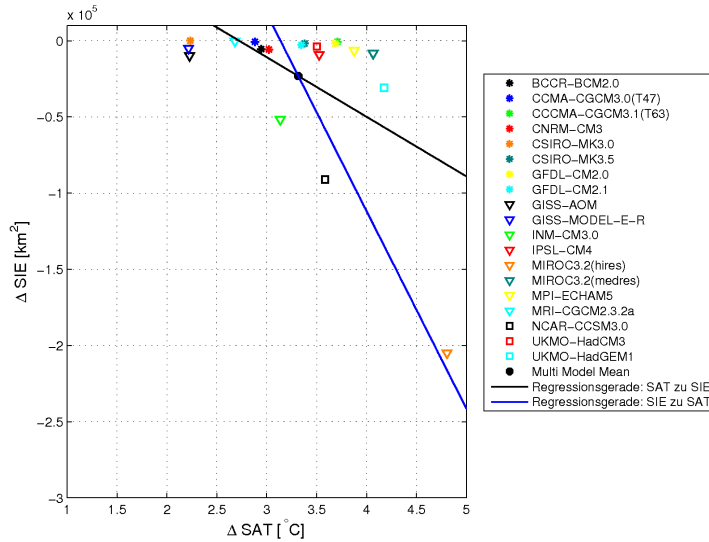


Abbildung A.50: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisaußenstrecke in der gesamten **Karasee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

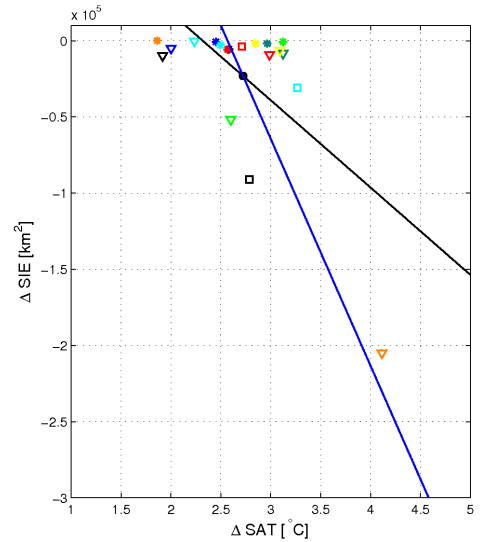
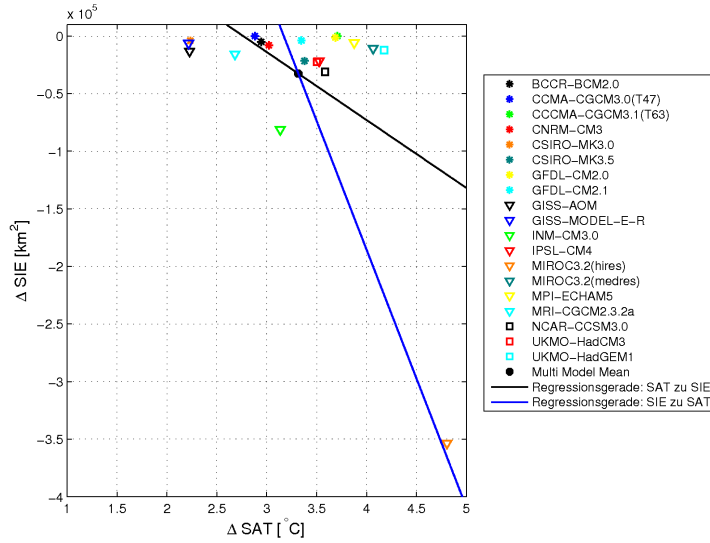


Abbildung A.51: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisaußenstrecke in der gesamten **Lapteevsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

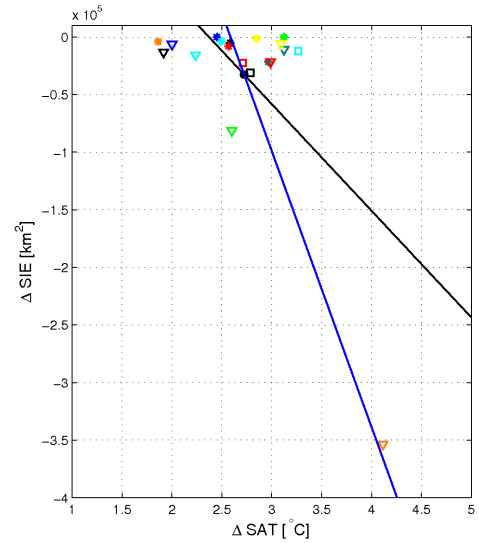
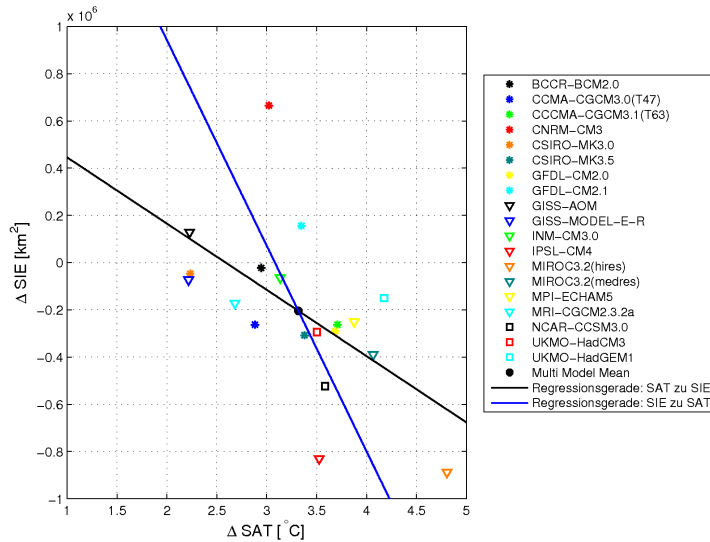


Abbildung A.52: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Ostsibirische See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

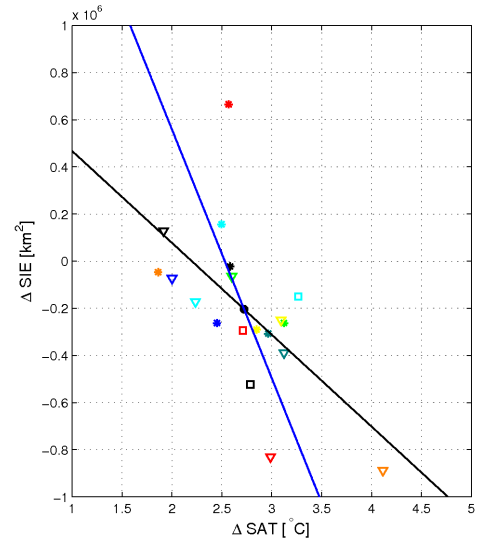


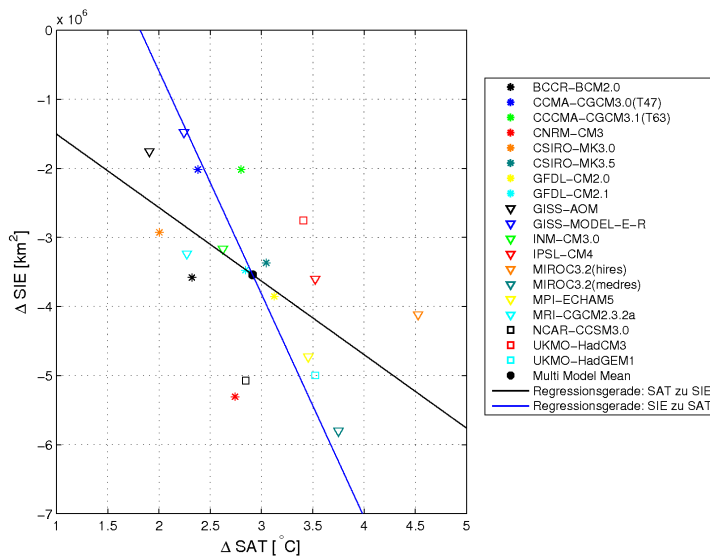
Abbildung A.53: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Labradorsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

A.6.3 Sommermittelwerte

Region	Global Temperatur				Temperatur der NH			
	$m_{S,T}$ [$\frac{10^6 \text{ km}^2}{^\circ\text{C}}$]	$m_{T,S}$ [$\frac{^\circ\text{C}}{10^6 \text{ km}^2}$]	ρ	ρ^2	$m_{S,T}$ [$\frac{10^6 \text{ km}^2}{^\circ\text{C}}$]	$m_{T,S}$ [$\frac{^\circ\text{C}}{10^6 \text{ km}^2}$]	ρ	ρ^2
Arktis	-1.06	-0.20	-0.46	0.21	-1.06	-0.31	-0.57	0.33
Zentralarktis	-0.77	-0.41	-0.56	0.31	-0.72	-0.60	-0.66	0.43
GIN-See	0.04	0.46	0.13	0.02	0.008	0.16	0.02	0.00
Barentssee	0.07	0.58	0.20	0.04	0.59	0.77	0.21	0.05
Karasee	-0.02	-0.34	-0.08	0.01	-0.02	-0.67	-0.13	0.02
Laptevsee	-0.13	-1.36	-0.41	0.17	-0.12	-2.04	-0.50	0.25
Ostsibirische See	-0.19	-0.89	-0.40	0.16	-0.18	-1.36	-0.50	0.24
Labradorsee	-0.04	-1.06	-0.21	0.05	-0.05	-1.96	-0.31	0.10

Tabelle A.8: Die Steigungen der Regressionsgeraden zwischen der Änderung der Oberflächentemperatur und der Meereisausdehnung für die Sommermittelwerte, sowie die Korrelation zwischen den Modellen und die erklärte Varianz, jeweils für die Änderung der globalen Temperatur und die Änderung der Temperatur der nördlichen Hemisphäre.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

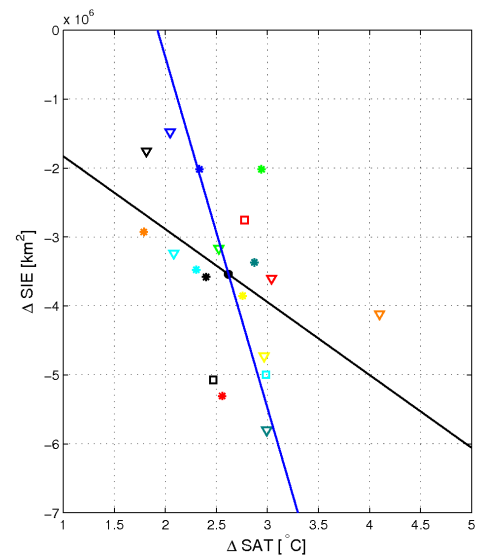
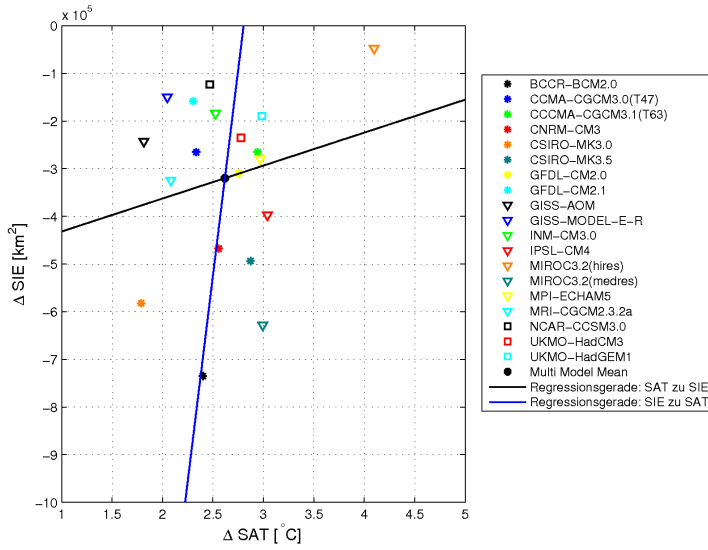


Abbildung A.54: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Arktis** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Barentssee: Änderung der globalen Temperatur



(b) GIN-See: Änderung der globalen Temperatur

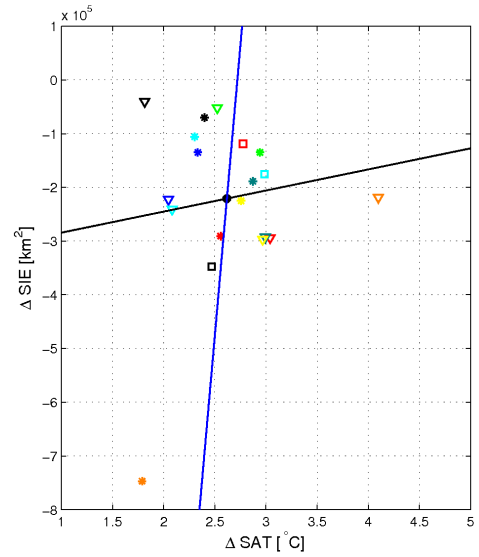
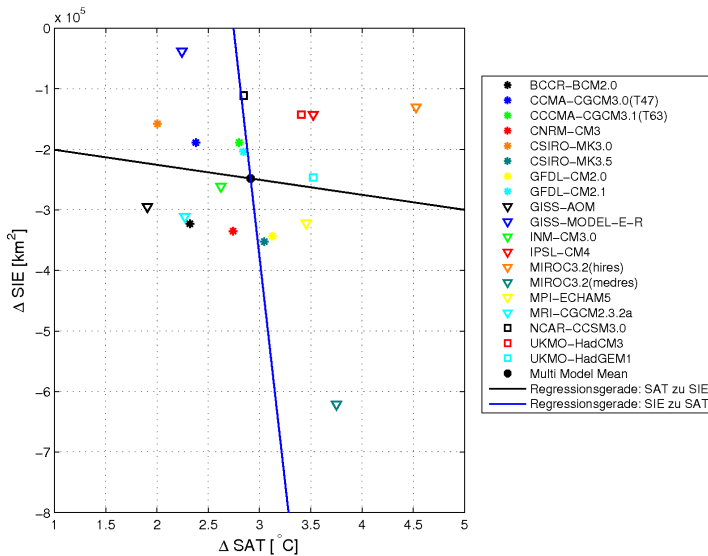


Abbildung A.55: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der global gemittelten Temperatur und (a) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Sommermittelwerte in der **Barentssee** und (b) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Sommermittelwerte in der **GIN-See**; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

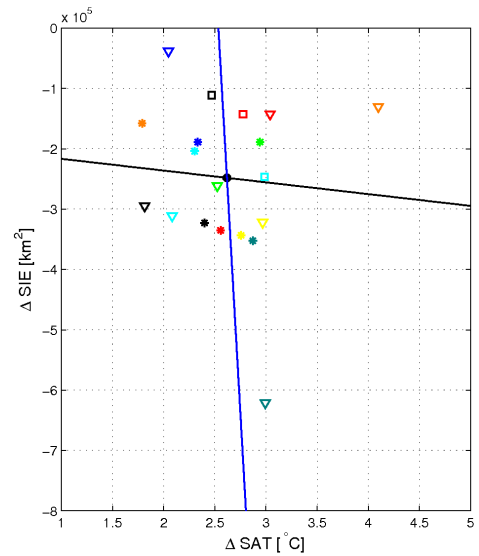
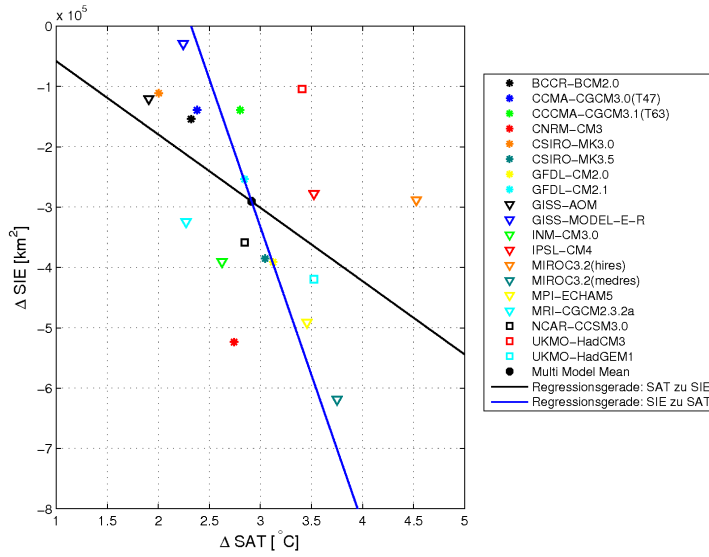


Abbildung A.56: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Karasee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

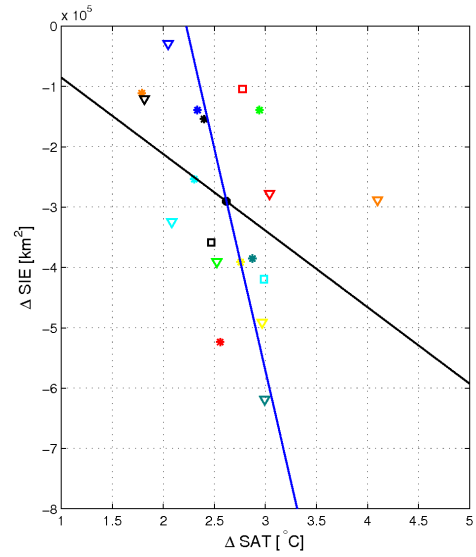
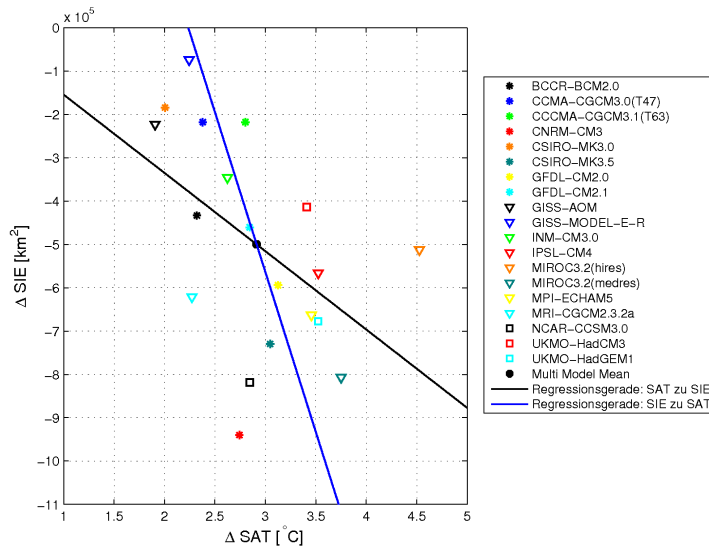


Abbildung A.57: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Laptewsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

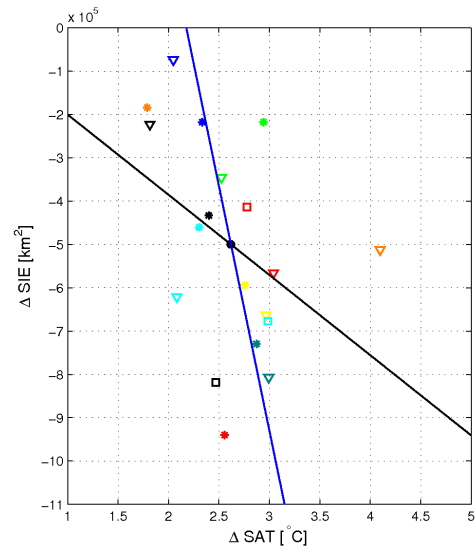
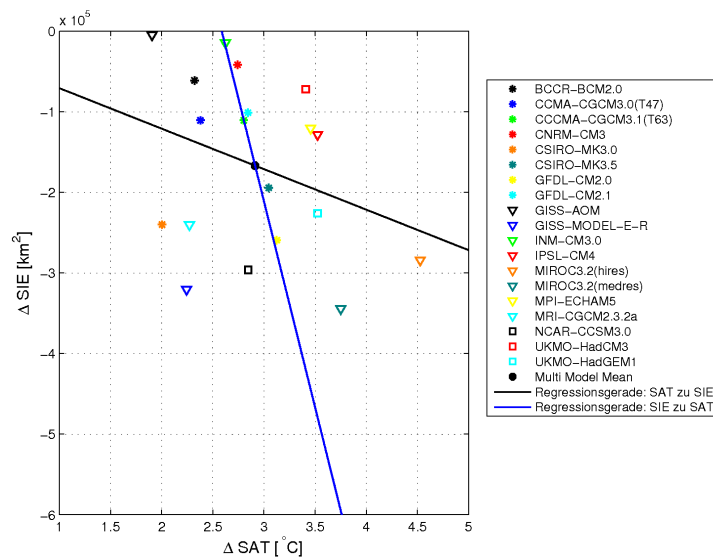


Abbildung A.58: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Ostsibirische See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

(a) Änderung der Temperatur der NH



(b) Änderung der globalen Temperatur

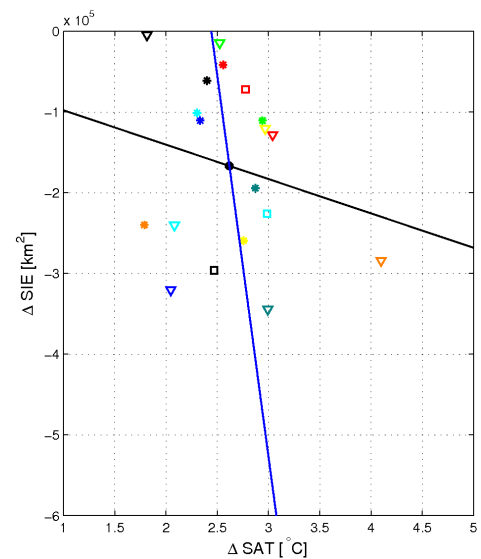


Abbildung A.59: Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisaußenfläche in der gesamten **Labradorsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.

A.7 Variabilität

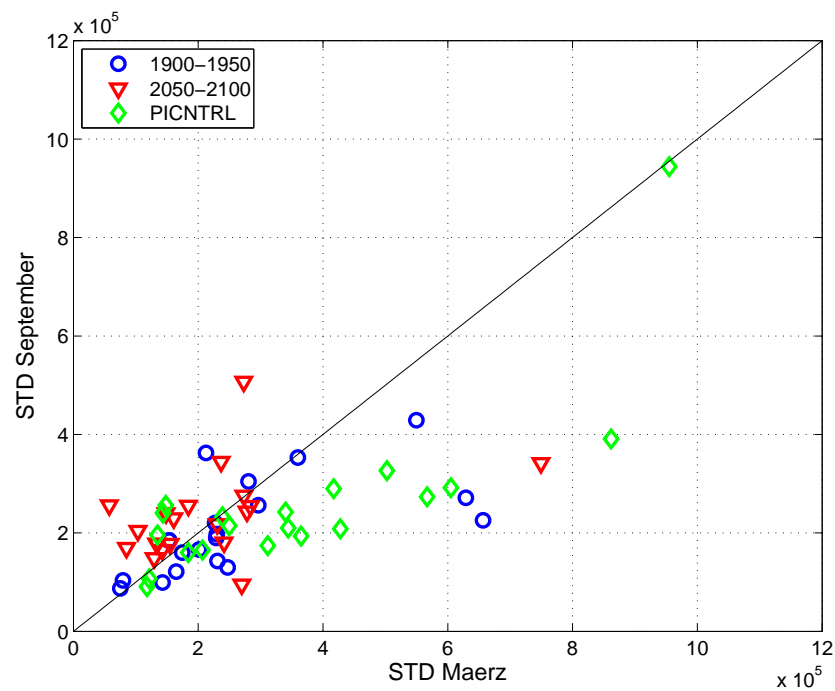


Abbildung A.60: Interannual Variabilität der vorindustriellen Werte, und der beiden Zeitreihen von 1900 – 1950 und 2050 – 2100; es ist jeweils die Standardabweichung im März gegen die Standardabweichung im September aufgetragen; vorab wurde ein fünfjähriges laufendes Mittel über die Werte gelegt und der anthropogene Trend von den Szenarienläufen abgezogen.

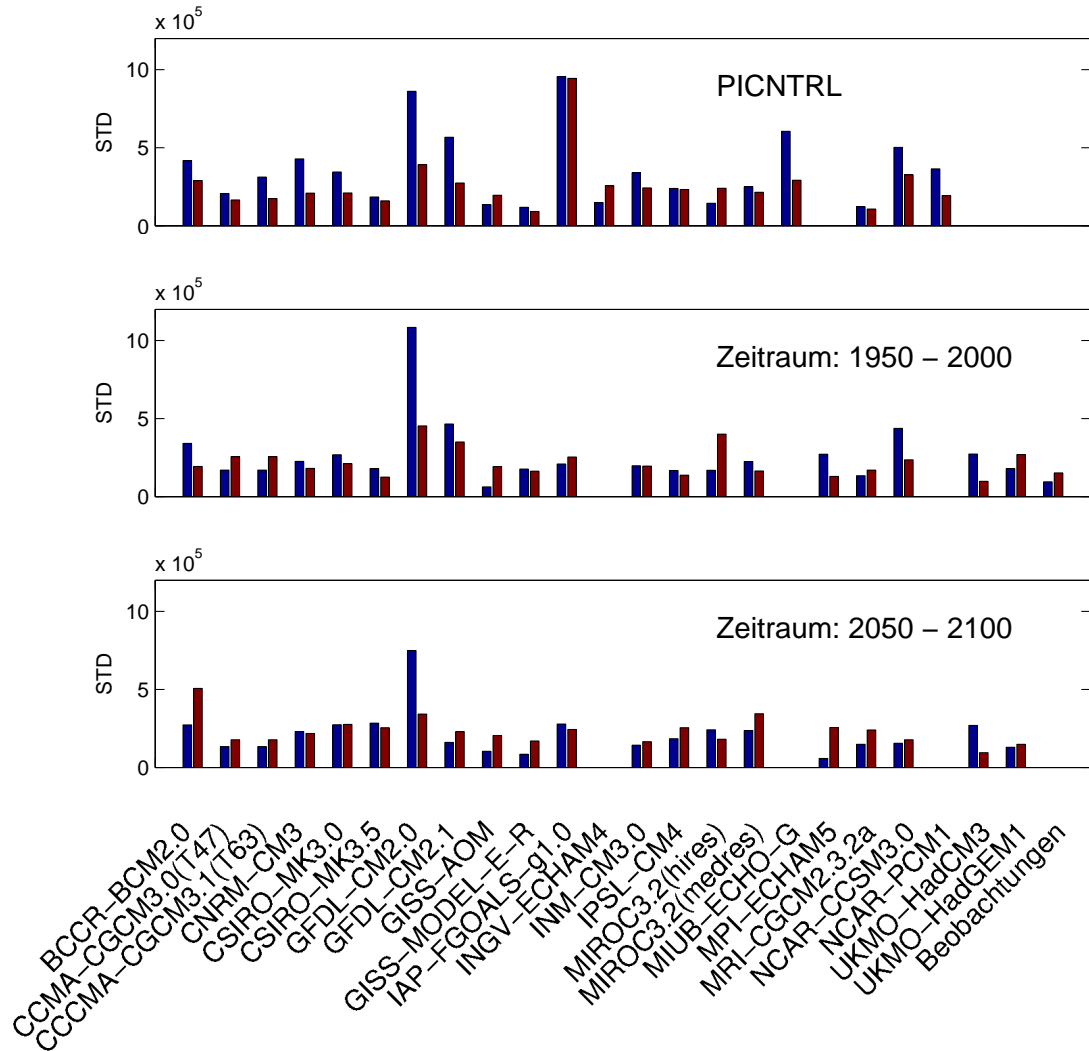


Abbildung A.61: Die Veränderung der interannualen Variabilität für den März und für den September; in blau die Standardabweichung für den März und in rot die Standardabweichung für den September; in der oberen Abbildung sind die Kontrollläufe der Modelle dargestellt, in der mittleren Abbildung der Zeitraum 1950 – 2000, und in der unteren Abbildung der Zeitraum 2050 – 2100; in der mittlern Abbildung sind zusätzlich die Beobachtungen eingetragen.

Modell	PICNTRL [10 ⁵ km ²]	1900 – 1950 [10 ⁵ km ²]	1950 – 2000 [10 ⁵ km ²]	2000 – 2050 [10 ⁵ km ²]	2050 – 2100 [10 ⁵ km ²]
BCCR-BCM2.0	6.01	4.20	4.93	4.25	3.52
CCCMA-CGCM3.1(T47)	3.26	2.95	2.66	2.59	2.13
CCCMA-CGCM3.1(T63)	0.48	2.95	2.66	2.59	2.13
CNRM-CM3	5.32	3.56	3.24	3.80	3.66
CSIRO-Mk3.0	4.17	6.39	3.63	4.57	4.04
CSIRO-Mk3.5	2.78	2.88	2.77	3.44	3.59
GFDL-CM2.0	10.28	8.57	11.29	9.09	8.47
GFDL-CM2.1	6.77	4.82	5.45	4.62	2.96
GISS-AOM	1.76	1.36	1.12	1.70	1.82
GISS-MODEL-E-R	1.87	1.56	2.22	1.88	1.72
IAP-FGOALS-g1.0	11.28	6.02	5.60	6.10	6.03
INGV-ECHAM4	2.80				
INM-CM3.0	6.36	8.57	6.10	5.80	2.50
IPSL-CM4	4.05	4.07	3.04	3.47	3.18
MIROC3.2 (hires)	2.72	3.41	2.82	3.72	4.54
MIROC3.2 (medres)	3.53	2.74	3.58	3.52	4.03
MPI-ECHAM5		3.32	3.89	3.16	1.56
MIUB-ECHAM5	9.09				
MRI-CGCM2.3.2a	2.69	2.33	2.38	3.57	2.36
NCAR-CCSM3.0	5.81	4.39	5.47	4.18	2.94
NCAR-PCM1*	5.99				
UKMO-HadCM3		4.26	4.89	4.35	3.68
UKMO-HadGEM1		2.67	3.05	2.66	2.22
Beobachtungen			1.24		

Tabelle A.9: Veränderung der interannuale Variabilität im **März**; Standardabweichung für die vorindustriellen Werte; jeweils für Zeitabschnitte von 50 Jahren; anthropogener Trend abgezogen.

Modell	PICNTRL [10 ⁵ km ²]	1900 – 1950 [10 ⁵ km ²]	1950 – 2000 [10 ⁵ km ²]	2000 – 2050 [10 ⁵ km ²]	2050 – 2100 [10 ⁵ km ²]
BCCR-BCM2.0	4.28	2.89	3.56	4.57	6.87
CCCMA-CGCM3.1(T47)	3.30	3.65	3.84	3.92	4.45
CCCMA-CGCM3.1(T63)	3.29	3.65	3.84	3.92	4.45
CNRM-CM3	3.38	3.28	3.66	4.67	2.93
CSIRO-Mk3.0	3.13	5.19	3.39	3.85	3.99
CSIRO-Mk3.5	2.90	3.12	2.77	3.42	4.50
GFDL-CM2.0	5.35	4.44	5.75	4.98	5.42
GFDL-CM2.1	5.86	5.78	6.79	5.53	3.36
GISS-AOM	3.14	2.44	3.27	3.37	3.64
GISS-MODEL-E-R	1.92	1.83	2.53	2.13	2.29
IAP-FGOALS-g1.0	10.81	6.39	5.41	5.86	5.18
INGV-ECHAM4	3.27				
INM-CM3.0	4.56	4.56	4.64	4.05	2.34
IPSL-CM4	3.63	2.86	3.09	3.82	4.89
MIROC3.2 (hires)	4.77	5.60	5.75	4.78	1.80
MIROC3.2 (medres)	3.54	3.48	3.23	4.03	5.02
MPI-ECHAM5		3.13	2.74	3.50	3.92
MIUB-ECHAM5	4.52				
MRI-CGCM2.3.2a	2.21	2.20	2.72	3.38	3.37
NCAR-CCSM3.0	4.24	3.49	3.54	3.57	2.27
NCAR-PCM1*	5.85				
UKMO-HadCM3		3.03	2.03	2.35	1.82
UKMO-HadGEM1		3.56	4.39	3.65	2.29
Beobachtungen			2.89		

Tabelle A.10: Veränderung der interannuale Variabilität im **September**; Standardabweichung für die vorindustriellen Werte; jeweils für Zeitabschnitte von 50 Jahren; anthropogener Trend abgezogen.

Modell	PICNTRL [10 ⁵ km ²]	1900 – 1950 [10 ⁵ km ²]	1950 – 2000 [10 ⁵ km ²]	2000 – 2050 [10 ⁵ km ²]	2050 – 2100 [10 ⁵ km ²]
BCCR-BCM2.0	4.17	2.31	3.41	2.86	2.73
CCCMA-CGCM3.1(T47)	2.07	1.53	1.69	1.55	1.34
CCCMA-CGCM3.1(T63)	3.12	1.53	1.69	1.55	1.34
CNRM-CM3	4.28	2.30	2.25	2.67	2.30
CSIRO-Mk3.0	3.44	5.50	2.68	3.67	2.73
CSIRO-Mk3.5	1.84	2.01	1.80	2.61	2.84
GFDL-CM2.0	8.62	6.57	10.84	7.82	7.49
GFDL-CM2.1	5.67	2.81	4.65	3.43	1.61
GISS-AOM	1.35	0.75	0.62	1.10	1.03
GISS-MODEL-E-R	1.18	0.75	1.77	1.22	0.85
IAP-FGOALS-g1.0	9.55	3.60	2.09	3.22	2.78
INGV-ECHAM4	1.48				
INM-CM3.0	3.40	6.29	1.97	3.58	1.42
IPSL-CM4	2.39	2.47	1.67	1.92	1.84
MIROC3.2 (hires)	1.43	2.13	1.69	2.12	2.41
MIROC3.2 (medres)	2.50	1.74	2.25	2.29	2.37
MPI-ECHAM5		2.27	2.71	2.13	0.57
MIUB-ECHAM5	6.05				
MRI-CGCM2.3.2a	1.22	1.43	1.34	1.51	1.48
NCAR-CCSM3.0	5.02	2.96	4.37	3.01	1.55
NCAR-PCM1*	3.65				
UKMO-HadCM3		2.29	2.73	2.58	2.70
UKMO-HadGEM1		1.65	1.80	1.67	1.29
Beobachtungen			0.95		

Tabelle A.11: Veränderung der interannuale Variabilität im **März**; Standardabweichung für die vorindustriellen Werte; jeweils für Zeitabschnitte von 50 Jahren; anthropogener Trend abgezogen; fünfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt.

Modell	PICNTRL [10 ⁵ km ²]	1900 – 1950 [10 ⁵ km ²]	1950 – 2000 [10 ⁵ km ²]	2000 – 2050 [10 ⁵ km ²]	2050 – 2100 [10 ⁵ km ²]
BCCR-BCM2.0	2.90	1.43	1.94	3.05	5.07
CCCMA-CGCM3.1(T47)	1.65	1.85	2.55	2.24	1.78
CCCMA-CGCM3.1(T63)	1.74	1.85	2.55	2.24	1.78
CNRM-CM3	2.08	1.98	1.81	3.68	2.18
CSIRO-Mk3.0	2.10	4.29	2.12	2.89	2.76
CSIRO-Mk3.5	1.60	1.66	1.25	1.86	2.54
GFDL-CM2.0	3.91	2.26	4.52	3.28	3.42
GFDL-CM2.1	2.73	3.04	3.49	2.97	2.30
GISS-AOM	1.96	0.87	1.92	2.18	2.04
GISS-MODEL-E-R	0.91	1.04	1.63	1.36	1.69
IAP-FGOALS-g1.0	9.44	3.53	2.54	3.05	2.43
INGV-ECHAM4	2.56				
INM-CM3.0	2.42	2.71	1.96	2.19	1.65
IPSL-CM4	2.33	1.30	1.38	2.00	2.55
MIROC3.2 (hires)	2.40	3.62	4.01	3.42	1.81
MIROC3.2 (medres)	2.14	1.60	1.63	2.59	3.44
MPI-ECHAM5		2.20	1.29	2.33	2.56
MIUB-ECHAM5	2.92				
MRI-CGCM2.3.2a	1.07	0.99	1.70	2.44	2.40
NCAR-CCSM3.0	3.26	2.56	2.36	2.59	1.78
NCAR-PCM1*	1.93				
UKMO-HadCM3		1.90	0.98	1.46	0.95
UKMO-HadGEM1		1.21	2.69	2.07	1.49
Beobachtungen			1.52		

Tabelle A.12: Veränderung der interannuale Variabilität im **September**; Standardabweichung für die vorindustriellen Werte; jeweils für Zeitabschnitte von 50 Jahren; anthropogener Trend abgezogen; fünfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt.

Modell	m	s	ρ	ρ^2	σ_{Maerz} [10 ⁵ km ²]	σ_{Sept} [10 ⁵ km ²]
BCCR-BCM2.0	0.33	0.07	0.51	0.26	3.51	2.27
CCCMA-CGCM3.1(T47)	0.26	0.10	0.29	0.08	1.47	1.29
CCCMA-CGCM3.1(T63)	0.10	0.06	0.21	0.04	2.46	1.17
CNRM-CM3	0.25	0.05	0.55	0.30	3.78	1.71
CSIRO-Mk3.0	0.48	0.03	0.87	0.77	2.96	1.63
CSIRO-Mk3.5	0.47	0.10	0.50	0.26	1.34	1.24
GFDL-CM2.0	0.18	0.05	0.41	0.18	7.07	3.12
GFDL-CM2.1	0.18	0.05	0.43	0.20	4.81	2.08
GISS-AOM	0.87	0.13	0.63	0.36	1.18	1.62
GISS-MODEL-E-R	0.04	0.08	0.07	0.01	0.93	0.62
IAP-FGOALS-g1.0	1.00	0.02	0.99	0.98	8.73	8.80
INGV-ECHAM4*	1.60	0.20	0.82	0.67	1.13	2.22
INM-CM3.0	0.25	0.10	0.30	0.09	2.32	1.90
IPSL-CM4	0.65	0.09	0.64	0.48	1.91	1.92
MIROC3.2 (hires)*	1.13	0.26	0.63	0.35	0.99	1.78
MIROC3.2 (medres)	0.60	0.07	0.72	0.53	1.91	1.54
MPI-ECHAM5						
MIUB-ECHAM5	0.09	0.07	0.18	0.03	4.50	2.35
MRI-CGCM2.3.2a	-0.05	0.12	-0.06	0.01	0.86	0.74
NCAR-CCSM3.0	0.50	0.05	0.83	0.69	4.60	2.76
NCAR-PCM1	0.23	0.05	0.47	0.27	2.71	1.35
UKMO-HadCM3						
UKMO-HadGEM1						

Tabelle A.13: Sensitivität der Meereisausdehnung der **Kontrollläufe**; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; für Zeitraum von 200 Jahre berechnet; für die mit * gekennzeichneten Modelle lagen nur 100 Jahre vor; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für beide Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen.

Modell	m	s	ρ	ρ^2	σ_{Maerz} [10 ⁵ km ²]	σ_{Sept} [10 ⁵ km ²]
BCCR-BCM2.0	1.31	0.12	0.87	0.76	4.25	6.39
CCCMA-CGCM3.1(T47)	1.20	0.07	0.95	0.89	5.09	6.47
CCCMA-CGCM3.1(T63)	1.20	0.07	0.95	0.89	5.09	6.47
CNRM-CM3	3.51	0.60	0.70	0.48	3.20	16.15
CSIRO-Mk3.0	0.98	0.08	0.90	0.81	3.40	3.68
CSIRO-Mk3.5	1.54	0.11	0.92	0.85	4.49	7.51
GFDL-CM2.0	0.72	0.06	0.88	0.78	9.89	8.05
GFDL-CM2.1	1.39	0.11	0.90	0.81	6.82	10.48
GISS-AOM	2.92	0.08	0.99	0.96	2.65	7.83
GISS-MODEL-E-R	1.68	0.18	0.85	0.72	1.71	3.38
IAP-FGOALS-g1.0	0.83	0.01	1.00	0.99	15.60	13.03
INGV-ECHAM4						
INM-CM3.0	1.33	0.05	0.97	0.94	7.49	10.29
IPSL-CM4	1.64	0.04	0.99	0.98	7.19	11.87
MIROC3.2 (hires)	1.26	0.08	0.93	0.86	9.12	12.34
MIROC3.2 (medres)	2.07	0.10	0.96	0.92	5.01	10.86
MPI-ECHAM5	1.27	0.07	0.95	0.90	6.02	8.07
MIUB-ECHAM5						
MRI-CGCM2.3.2a	1.32	0.09	0.92	0.85	4.92	7.05
NCAR-CCSM3.0	1.42	0.05	0.98	0.96	10.70	15.58
NCAR-PCM1						
UKMO-HadCM3	0.96	0.04	0.97	0.94	7.58	7.47
UKMO-HadGEM1	1.26	0.03	0.99	0.98	10.38	13.54

Tabelle A.14: Sensitivität der Meereisausdehnung der **Szenarienläufe mit anthropogenen Trend** für 1950 – 2050; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für die beiden Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen.

Modell	m	s	ρ	ρ^2	σ_{Maerz} [10 ⁵ km ²]	σ_{Sept} [10 ⁵ km ²]
BCCR-BCM2.0	1.42	0.04	0.98	0.96	9.95	15.21
CCCMA-CGCM3.1(T47)	1.46	0.05	0.97	0.94	6.64	10.02
CCCMA-CGCM3.1(T63)	1.46	0.05	0.97	0.94	6.64	10.02
CNRM-CM3	4.53	0.33	0.89	0.79	4.69	23.96
CSIRO-Mk3.0	1.59	0.06	0.97	0.94	6.78	11.12
CSIRO-Mk3.5	1.45	0.04	0.98	0.97	9.58	14.14
GFDL-CM2.0	1.02	0.05	0.94	0.88	14.73	15.97
GFDL-CM2.1	1.49	0.06	0.96	0.92	8.99	13.98
GISS-AOM	3.11	0.25	0.87	0.75	2.58	9.28
GISS-MODEL-E-R	1.80	0.09	0.94	0.88	2.84	5.43
IAP-FGOALS-g1.0	0.86	0.01	1.00	1.00	25.62	22.00
INGV-ECHAM4						
INM-CM3.0	1.22	0.03	0.98	0.96	10.12	12.62
IPSL-CM4	1.55	0.03	0.99	0.98	10.34	16.23
MIROC3.2 (hires)	0.42	0.05	0.76	0.58	22.59	12.41
MIROC3.2 (medres)	1.89	0.04	0.99	0.98	12.90	24.55
MPI-ECHAM5	1.76	0.04	0.98	0.97	11.30	20.18
MIUB-ECHAM5						
MRI-CGCM2.3.2a	1.57	0.05	0.97	0.95	7.78	12.57
NCAR-CCSM3.0	1.30	0.03	0.99	0.97	15.85	20.85
NCAR-PCM1						
UKMO-HadCM3	0.89	0.02	0.99	0.98	13.25	11.97
UKMO-HadGEM1	1.22	0.02	0.99	0.98	16.79	20.69

Tabelle A.15: Sensitivität der Meereisausdehnung der **Szenarienläufe mit anthropogenen Trend** für 1950 – 2100; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für die beiden Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen.

Modell	m	s	ρ	ρ^2	σ_{Maerz} [10 ⁵ km ²]	σ_{Sept} [10 ⁵ km ²]
BCCR-BCM2.0	0.46	0.004	0.28	0.08	4.73	3.76
CCCMA-CGCM3.1(T47)	0.47	0.005	0.12	0.01	2.67	3.75
CCCMA-CGCM3.1(T63)	0.47	0.005	0.12	0.01	2.67	3.75
CNRM-CM3	0.46	0.007	0.10	0.01	4.09	5.48
CSIRO-Mk3.0	0.63	0.003	0.58	0.34	4.12	3.20
CSIRO-Mk3.5	0.47	0.003	0.49	0.24	3.59	2.84
GFDL-CM2.0	0.30	0.003	0.47	0.22	9.65	5.06
GFDL-CM2.1	0.22	0.006	0.17	0.03	5.24	6.15
GISS-AOM	0.46	0.004	0.48	0.20	1.72	3.50
GISS-MODEL-E-R	0.70	0.003	0.20	0.04	2.08	2.20
IAP-FGOALS-g1.0	0.87	0.003	0.59	0.35	6.13	5.68
INGV-ECHAM4						
INM-CM3.0	0.33	0.006	0.21	0.04	5.32	4.45
IPSL-CM4	0.43	0.005	0.21	0.05	3.28	3.32
MIROC3.2 (hires)	0.21	0.005	0.10	0.01	3.37	5.31
MIROC3.2 (medres)	0.50	0.004	0.24	0.06	3.41	3.60
MPI-ECHAM5	0.48	0.004	0.28	0.08	3.62	3.21
MIUB-ECHAM5						
MRI-CGCM2.3.2a	0.49	0.004	0.23	0.05	2.67	3.74
NCAR-CCSM3.0	0.38	0.004	0.49	0.24	4.67	4.08
NCAR-PCM1						
UKMO-HadCM3	0.24	0.003	0.13	0.02	4.64	2.37
UKMO-HadGEM1	0.36	0.005	0.18	0.03	2.81	4.26

Tabelle A.16: Sensitivität der Meereisausdehnung der **Szenarienläufe ohne anthropogenen Trend** für 1950 – 2050; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für die beiden Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen.

Modell	m	s	ρ	ρ^2	σ_{Maerz} [10 ⁵ km ²]	σ_{Sept} [10 ⁵ km ²]
BCCR-BCM2.0	0.46	0.004	0.32	0.10	4.44	4.83
CCCMA-CGCM3.1(T47)	0.47	0.004	0.08	0.01	2.47	3.97
CCCMA-CGCM3.1(T63)	0.47	0.004	0.08	0.01	2.47	3.97
CNRM-CM3	0.46	0.005	0.14	0.02	3.98	5.10
CSIRO-Mk3.0	0.63	0.003	0.55	0.30	4.09	3.39
CSIRO-Mk3.5	0.47	0.003	0.52	0.27	3.58	3.38
GFDL-CM2.0	0.30	0.003	0.46	0.21	9.43	5.18
GFDL-CM2.1	0.22	0.004	0.23	0.05	4.65	5.54
GISS-AOM	0.45	0.004	0.38	0.15	1.77	3.43
GISS-MODEL-E-R	0.70	0.002	0.16	0.03	2.01	2.22
IAP-FGOALS-g1.0	0.87	0.002	0.66	0.43	6.13	5.73
INGV-ECHAM4						
INM-CM3.0	0.33	0.005	0.22	0.05	4.69	3.95
IPSL-CM4	0.43	0.005	0.00	0.00	3.31	4.04
MIROC3.2 (hires)	0.21	0.004	0.04	0.00	3.83	4.52
MIROC3.2 (medres)	0.50	0.004	0.32	0.10	3.74	4.28
MPI-ECHAM5	0.47	0.004	0.29	0.08	3.22	3.58
MIUB-ECHAM5						
MRI-CGCM2.3.2a	0.49	0.003	0.27	0.07	2.66	3.78
NCAR-CCSM3.0	0.38	0.003	0.46	0.22	4.20	3.62
NCAR-PCM1						
UKMO-HadCM3	0.24	0.002	0.17	0.03	4.46	2.26
UKMO-HadGEM1	0.36	0.003	0.17	0.03	2.65	3.79

Tabelle A.17: Sensitivität der Meereisausdehnung der **Szenarienläufe ohne anthropogenen Trend** für 1950 – 2100; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für die beiden Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen.

A.8 Auswirkungen der Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee

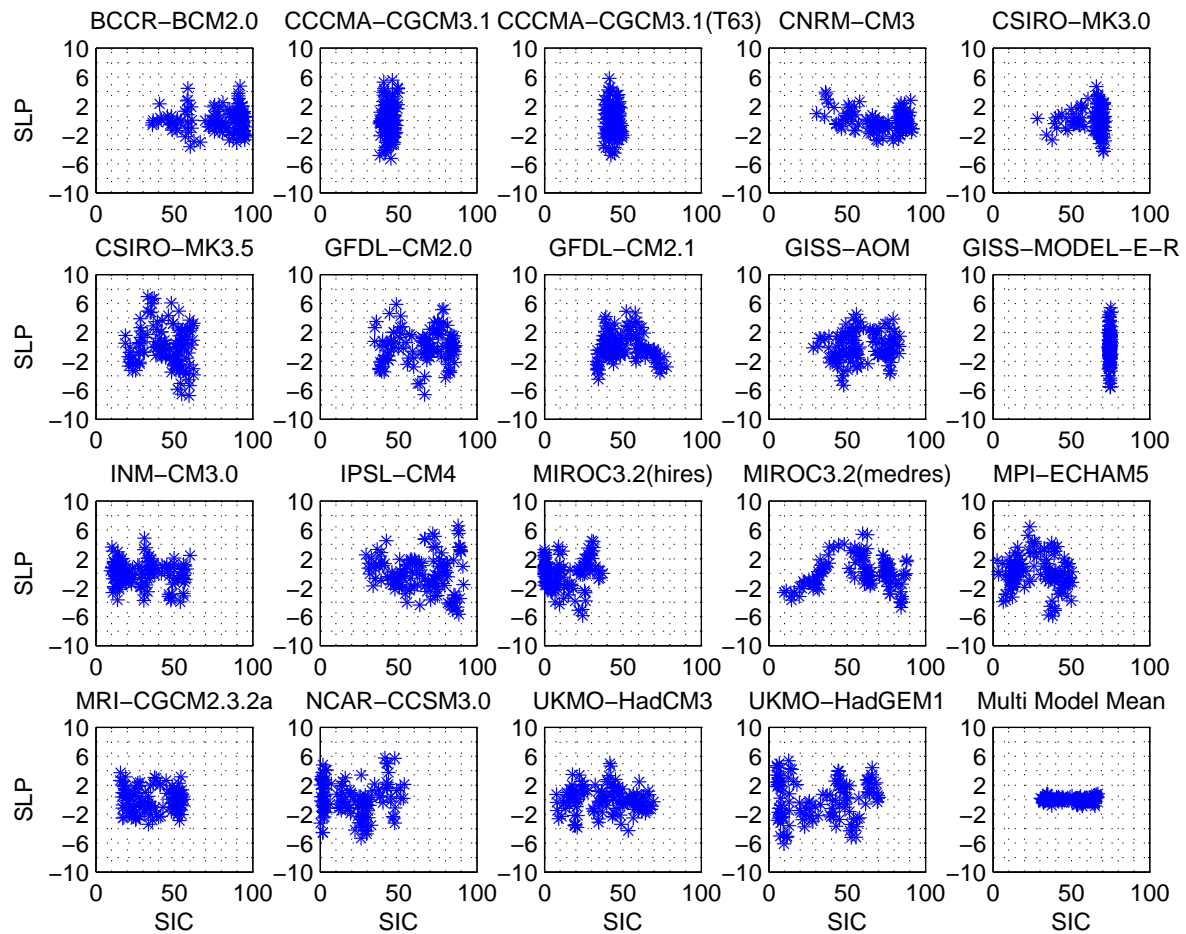


Abbildung A.62: Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und des Bodendrucks in Pa über Nordosteuropa im **Dezember**; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine positive Druckanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine negative Druckanomalie zu finden ist.

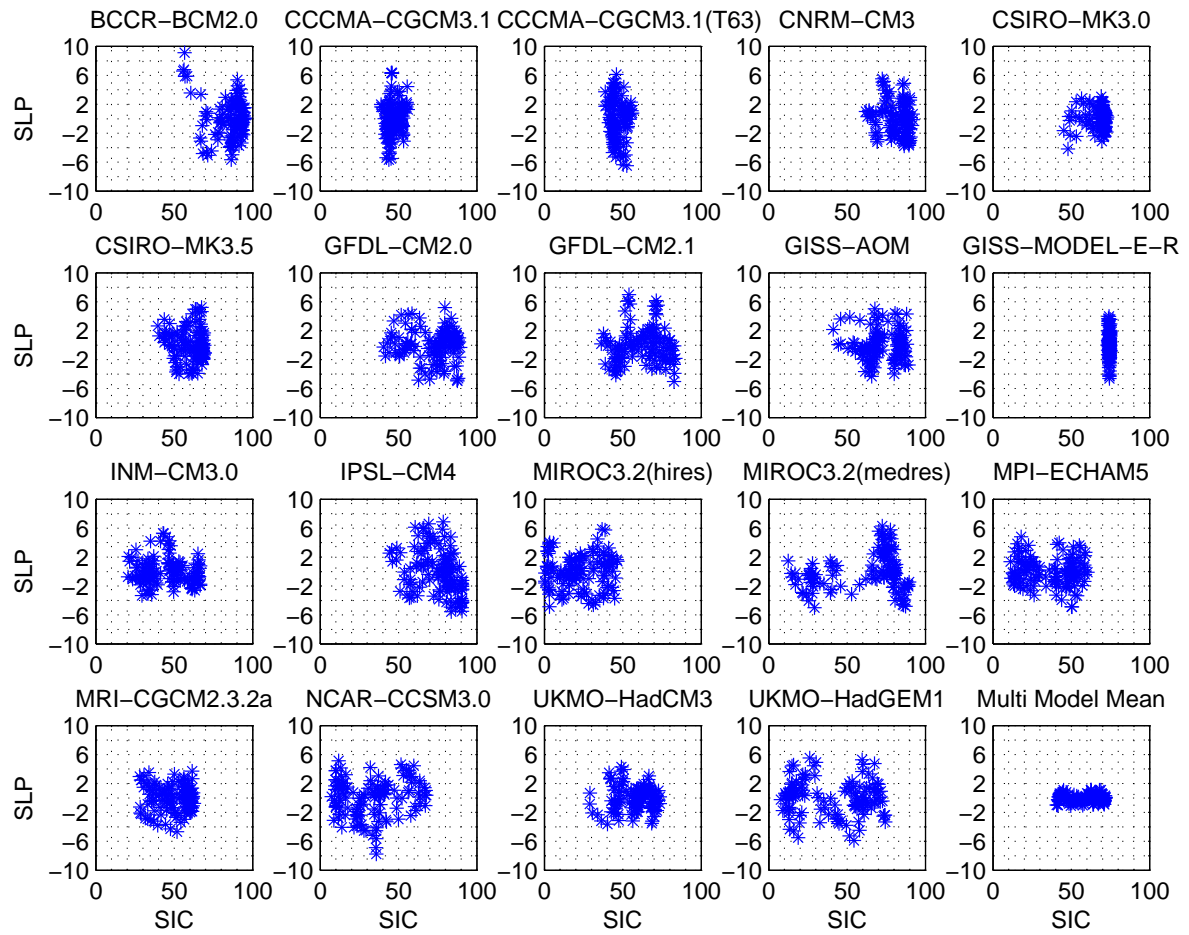


Abbildung A.63: Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und des Bodendrucks in Pa über Nordosteuropa im **Januar**; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine positive Druckanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine negative Druckanomalie zu finden ist.

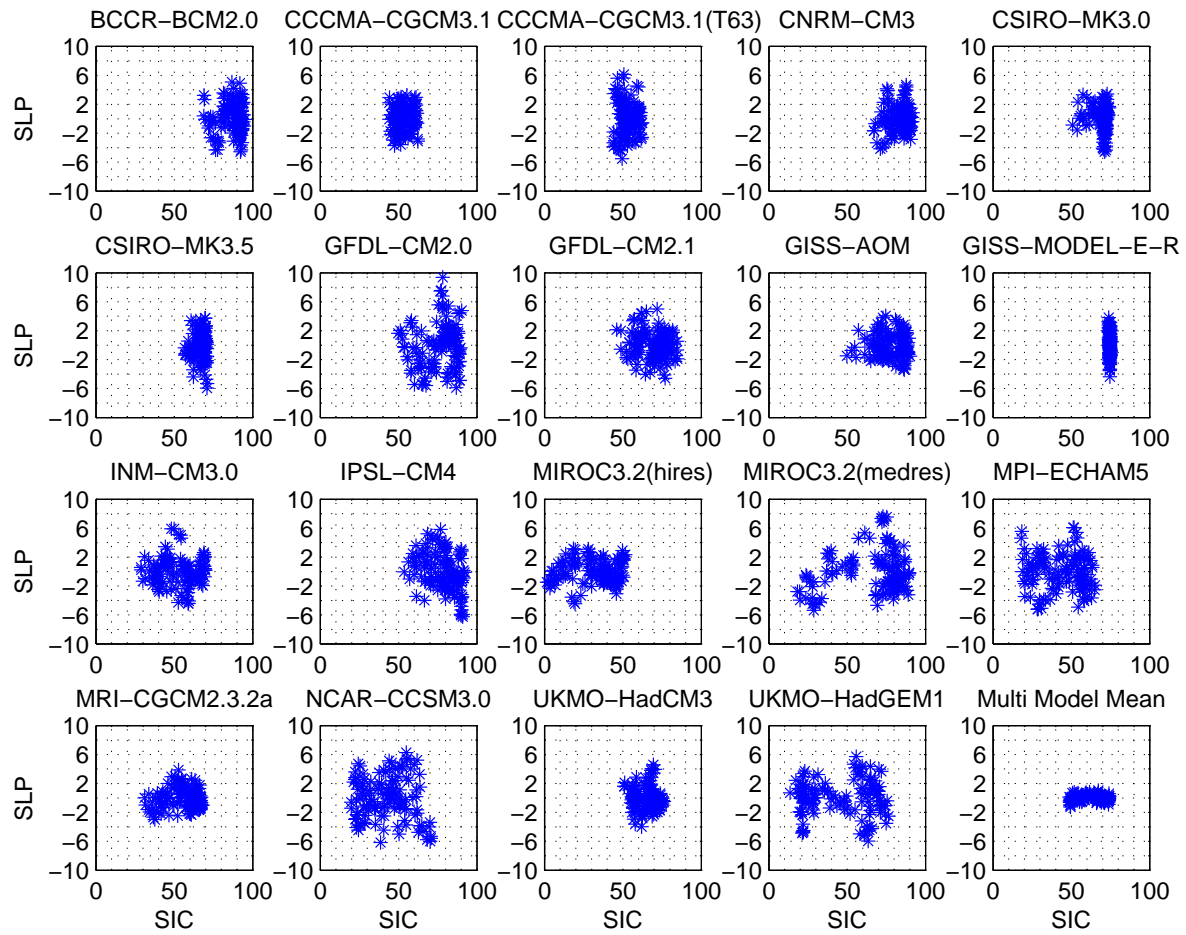


Abbildung A.64: Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in der Barentssee und des Bodendrucks in Pa über Nordosteuropa im **Februar**; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine positive Druckanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine negative Druckanomalie zu finden ist.

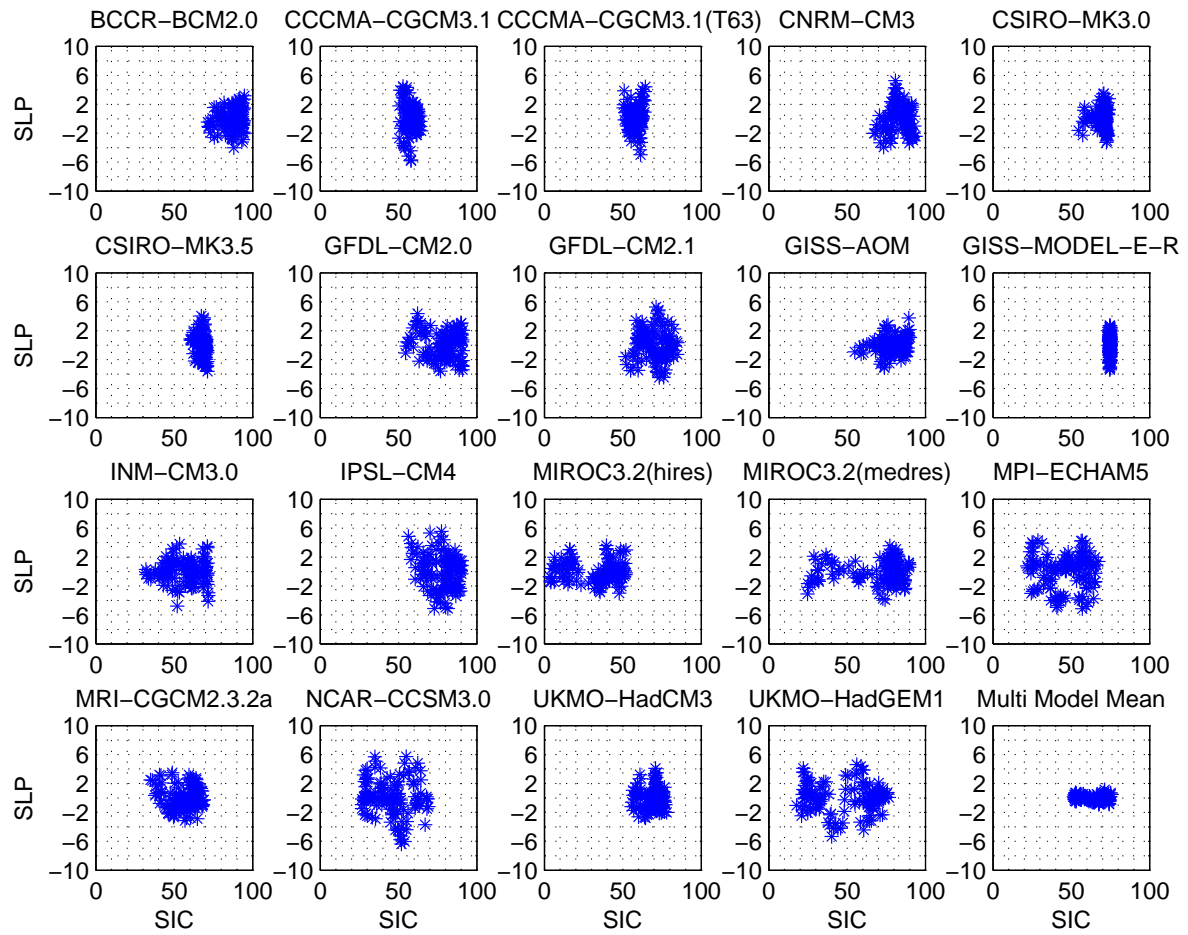


Abbildung A.65: Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und des Bodendrucks in Pa über Nordosteuropa im **März**; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine positive Druckanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine negative Druckanomalie zu finden ist.

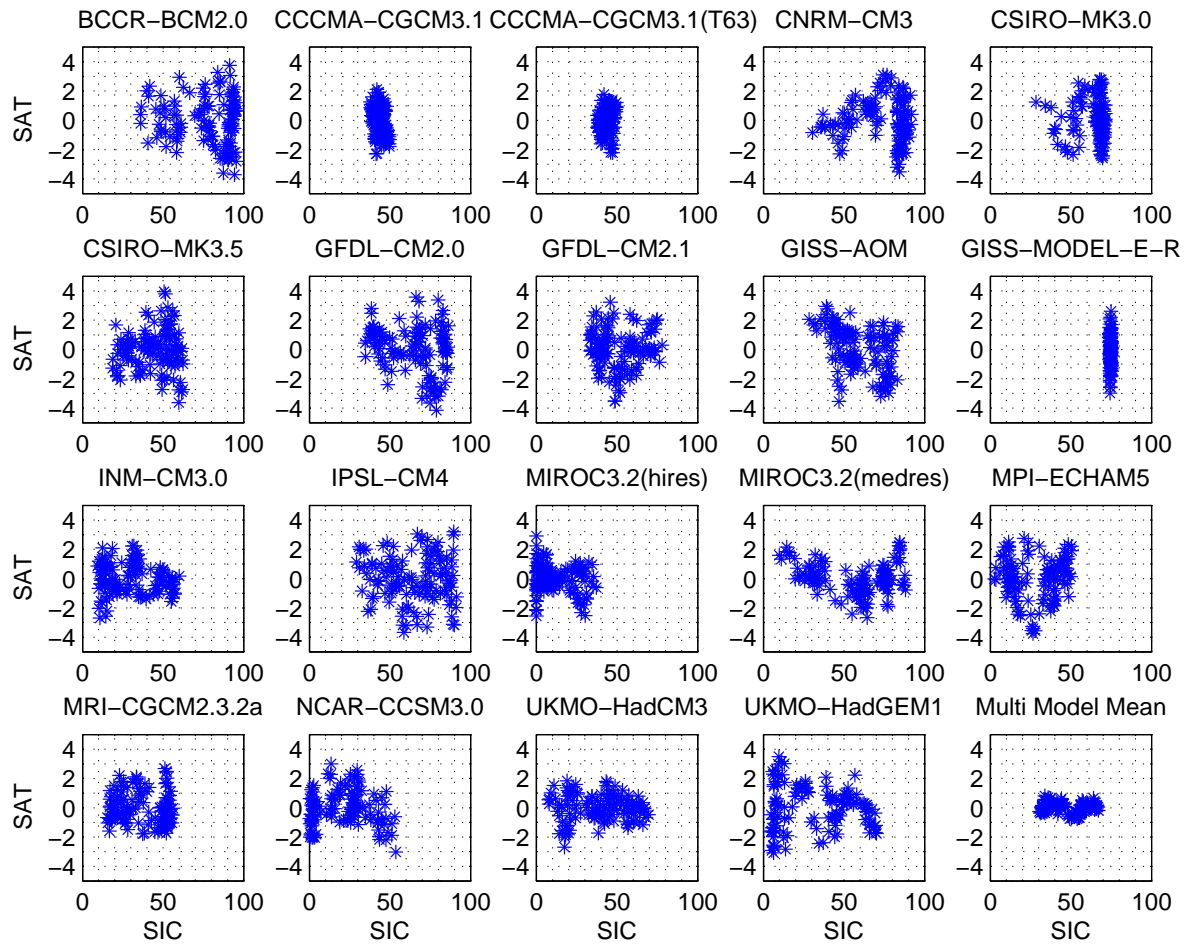


Abbildung A.66: Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und der Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ über Nordosteuropa im **Dezember**; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine negative Temperaturanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration eine positive Temperaturanomalie zu finden ist.

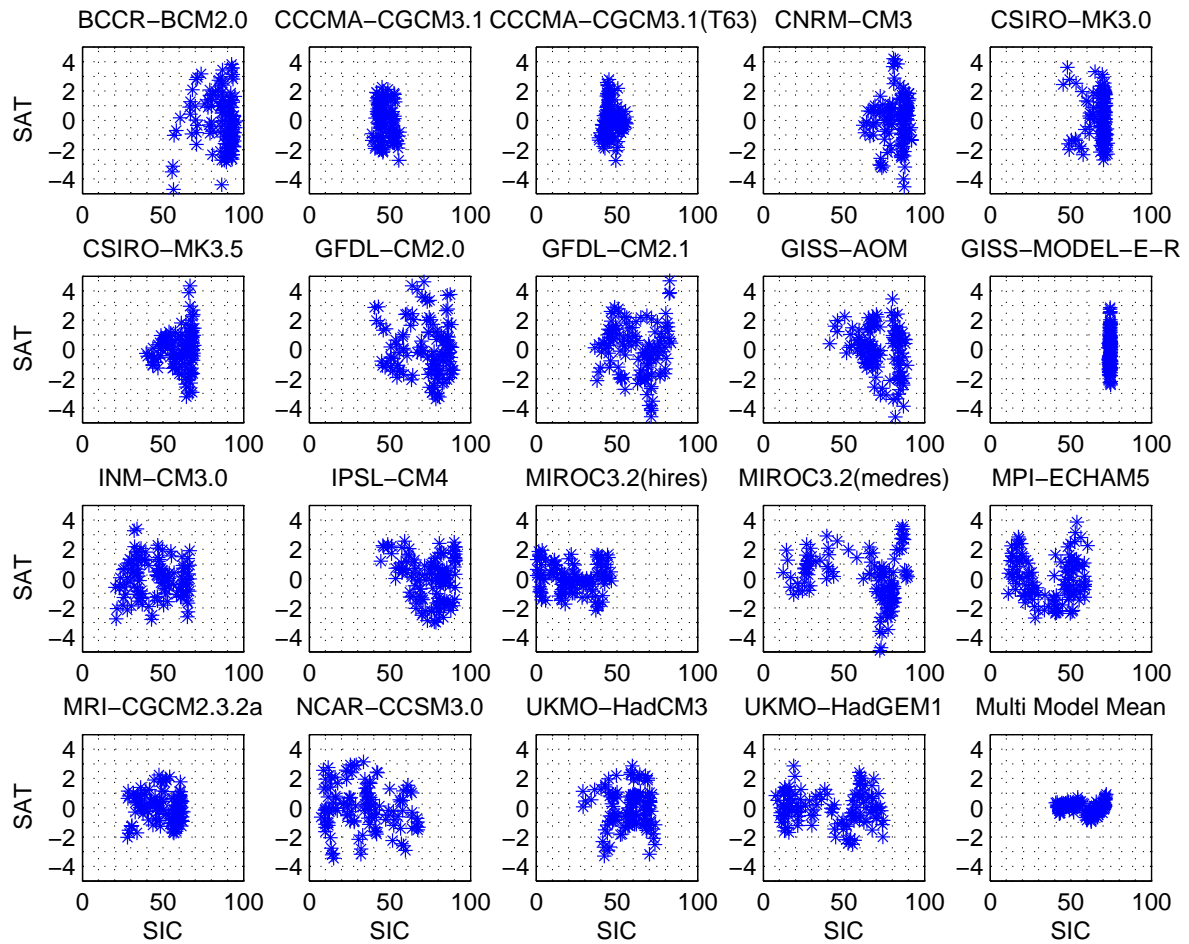


Abbildung A.67: Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und der Temperatur in °C über Nordosteuropa im **Januar**; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine negative Temperaturanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration eine positive Temperaturanomalie zu finden ist.

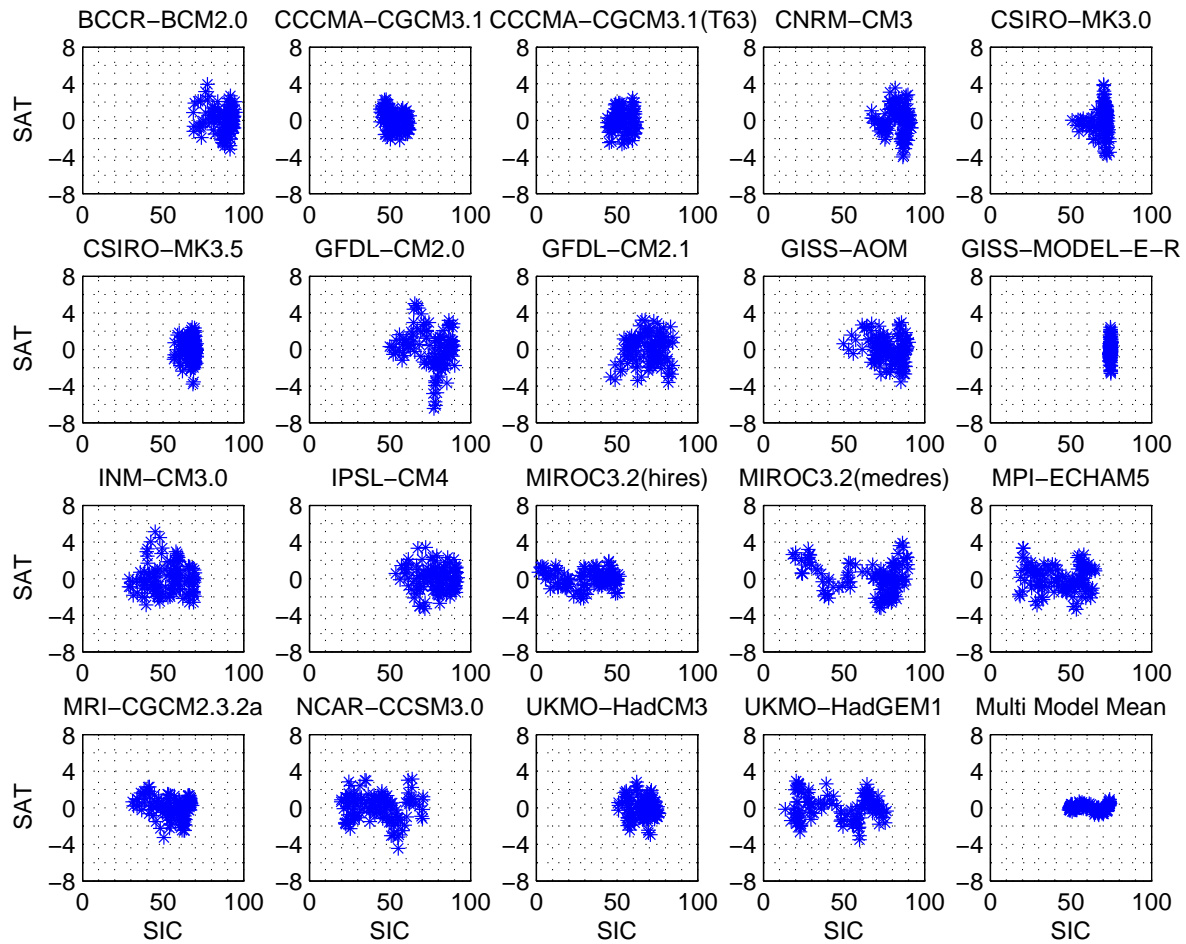


Abbildung A.68: Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und der Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ über Nordosteuropa im **Februar**; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine negative Temperaturanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration eine positive Temperaturanomalie zu finden ist.

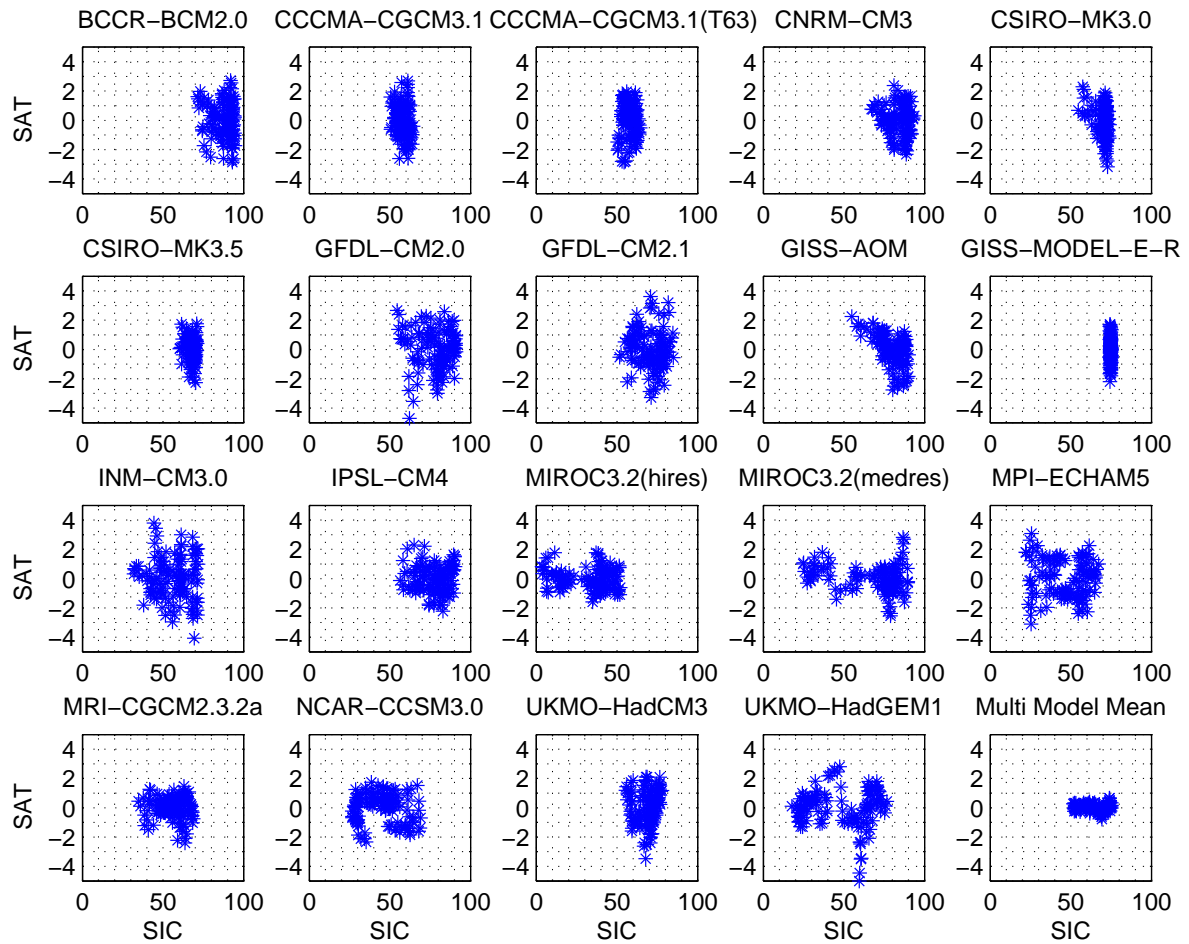


Abbildung A.69: Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und der Temperatur in °C über Nordosteuropa im **März**; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine negative Temperaturanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration eine positive Temperaturanomalie zu finden ist.

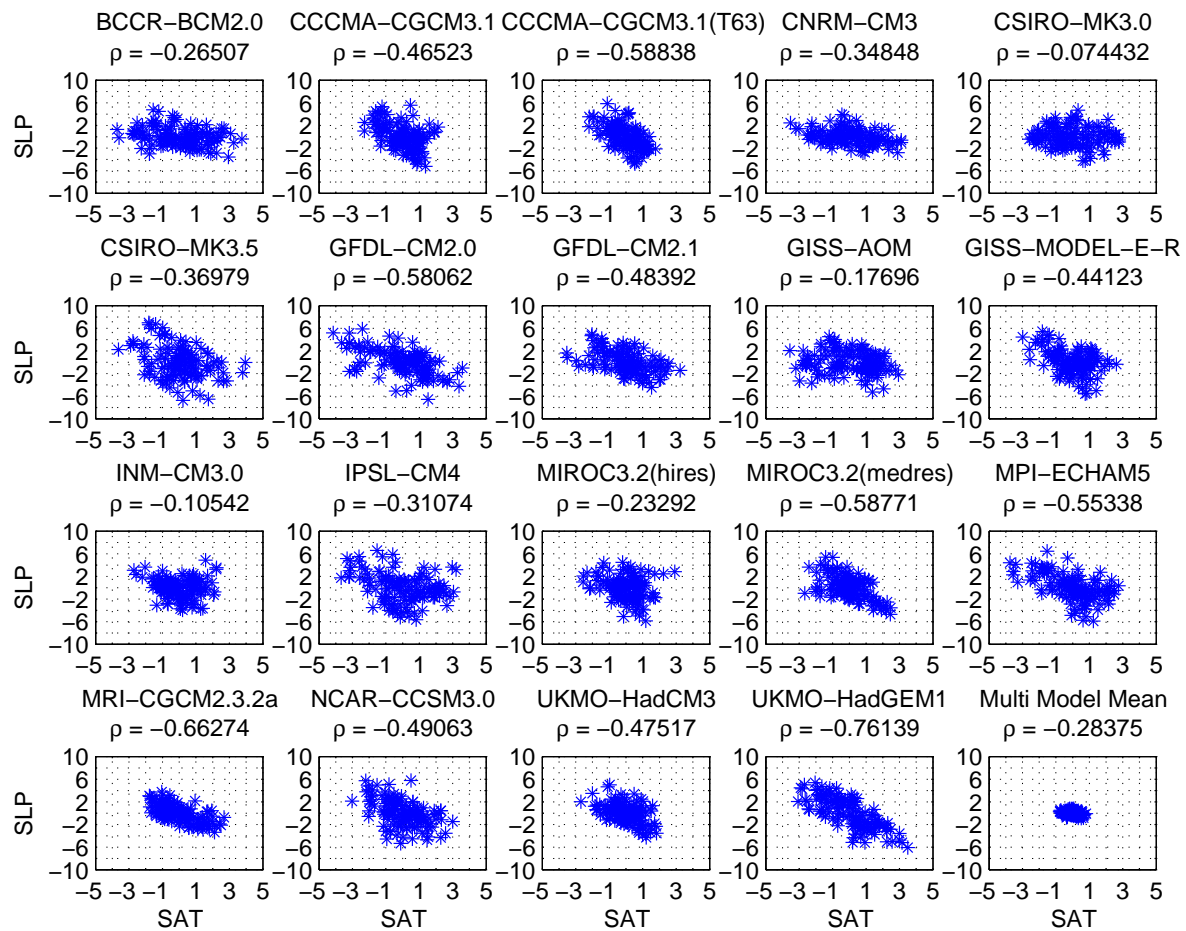


Abbildung A.70: Zusammenhang der Anomalien von Temperatur in °C und Bodendruck in Pa über Nordosteuropa im **Dezember**; Abbildungen A.62 bis A.69 legen nahe, dass zwischen diese beiden Komponenten ein linearer Zusammenhang vorhanden sein könnte; zusätzlich ist die Korrelation zwischen den beiden Komponenten berechnet.

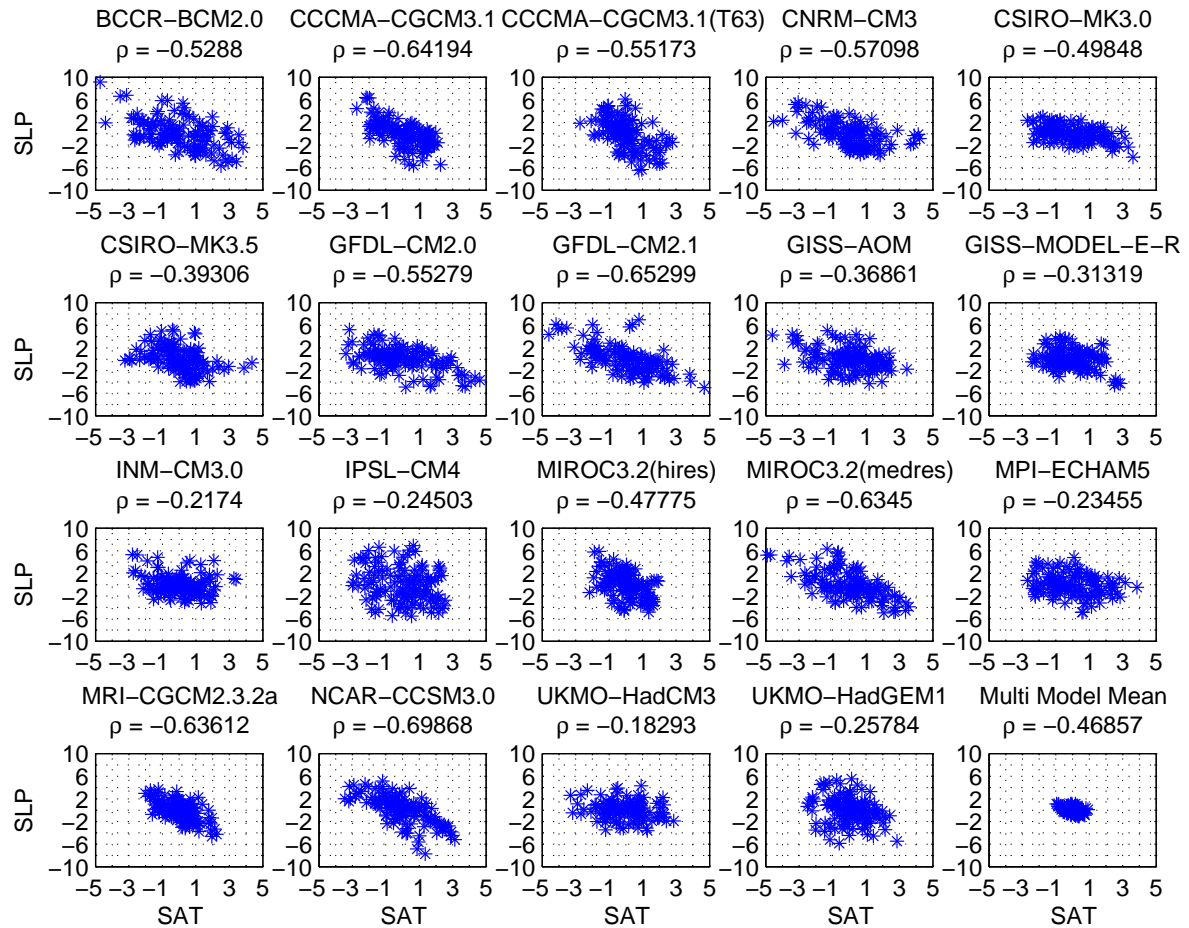


Abbildung A.71: Zusammenhang der Anomalien von Temperatur in °C und Bodendruck in Pa über Nordosteuropa im **Januar**; Abbildungen A.62 bis A.69 legen nahe, dass zwischen diese beiden Komponenten ein linearer Zusammenhang vorhanden sein könnte; zusätzlich ist die Korrelation zwischen den beiden Komponenten berechnet.

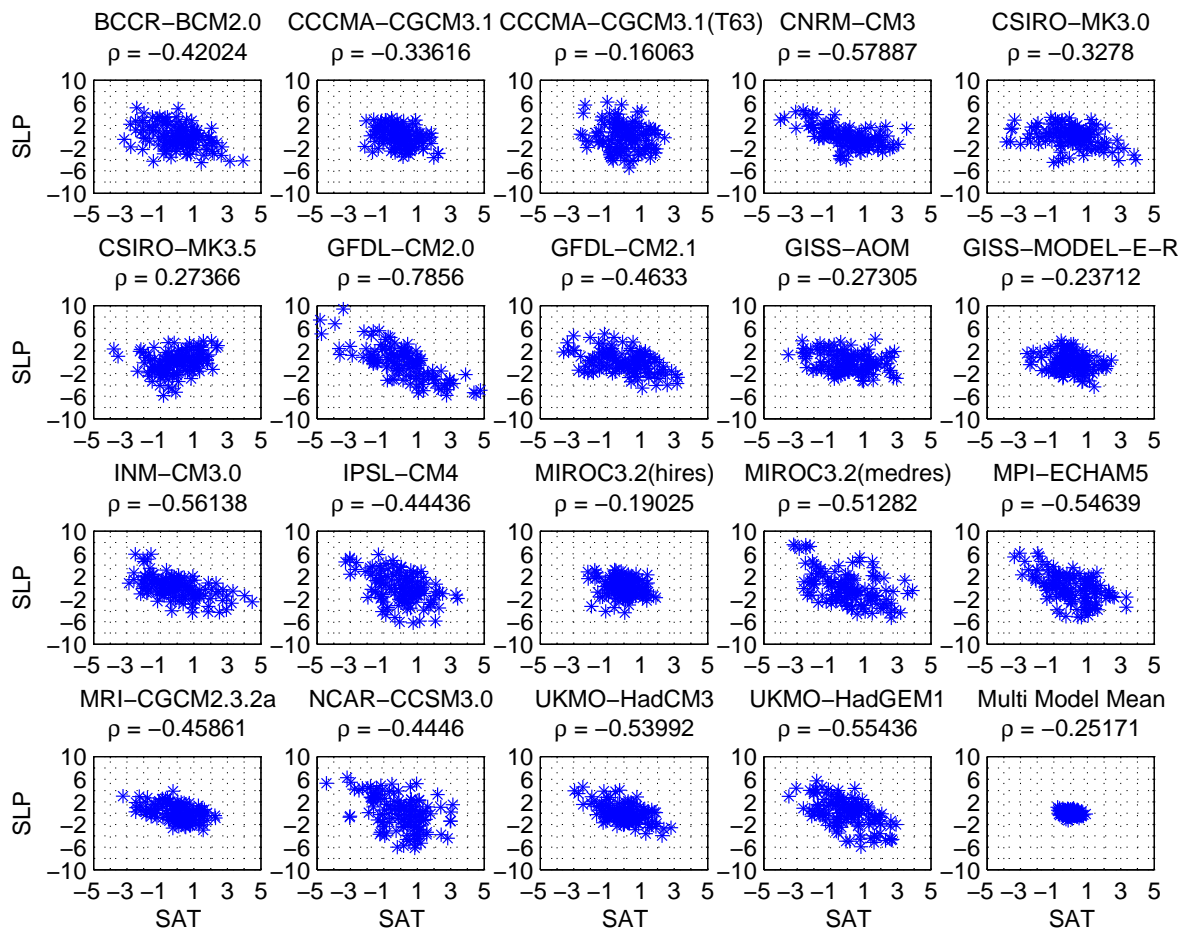


Abbildung A.72: Zusammenhang der Anomalien von Temperatur in °C und Bodendruck in Pa über Nordosteuropa im **Februar**; Abbildungen A.62 bis A.69 legen nahe, dass zwischen diese beiden Komponenten ein linearer Zusammenhang vorhanden sein könnte; zusätzlich ist die Korrelation zwischen den beiden Komponenten berechnet.

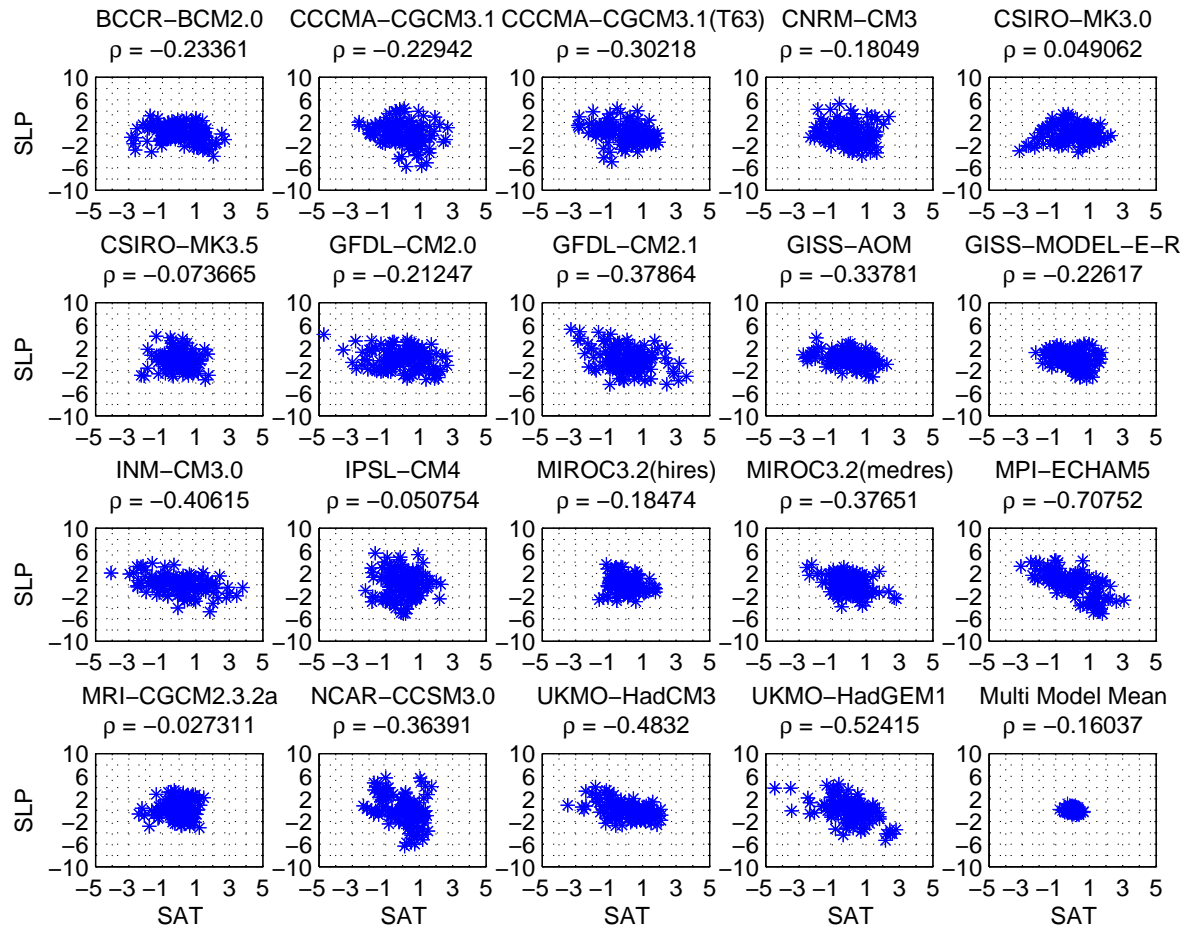


Abbildung A.73: Zusammenhang der Anomalien von Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ und Bodendruck in Pa über Nordosteuropa im März; Abbildungen A.62 bis A.69 legen nahe, dass zwischen diese beiden Komponenten ein linearer Zusammenhang vorhanden sein könnte; zusätzlich ist die Korrelation zwischen den beiden Komponenten berechnet.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Mittlere Meereiskonzentration in [%] im September in der Arktis; Beobachtungsdaten des Datensatzes HadISST1 vom Met Office Hadley Centre; (a) gemittelt über den Zeitraum 1970-2000; (b) für das Jahr 2007.	2
1.2	Strahlungsbilanz der Erde für den Zeitraum März 2000 bis Mai 2004 (<i>Trenberth et al.</i> , 2009).	3
2.1	Der simulierte Temperaturverlauf bis 2100. Es sind verschiedene Szenarien dargestellt. In grün das hier verwendete A1B-Szenario, sowie das A2-Szenario und das B1-Szenario. (Quelle: http://notin2035.com/wp-content/uploads/2010/01/ipcc-scenario_prediction.gif , 18.11.2011)	8
2.2	Die global gemittelten Temperaturanomalien von den hier verwendeten IPCC-Modelle des A1B-Szenarios, mit einem fünfjährigen gleitenden Mittel, relativ zum Zeitraum 1980-1999. Die dicke schwarze Line zeigt das Multi Model Mean und die dicke rote Line die beobachtete Temperaturanomalie von 1900-2011. . .	9
4.1	Die Aufteilung der Arktis in einzelne Randmeere, beziehungsweise in einzelne Regionen; die einzelnen Regionen sind jeweils in verschiedenen Farben gekennzeichnet; sie sind unter anderem nach geographischen Gegebenheiten eingeteilt.	20
5.1	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der gesamten Arktis für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.	26
5.2	Die zeitliche Änderung der prognostizierten Meereisausdehnung der gesamten Arktis für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Änderung der Meereisausdehnung für den März und in (b) die Änderung der Meereisausdehnung für den September dargestellt.	27
5.3	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der Zentralarktis für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.	28
5.4	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der Barentssee für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.	29

5.5	Der Jahresgang der Meereisausdehnung für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die gesamte Arktis, in (b) die Zentralarktis und in (c) die Barentssee dargestellt.	30
5.6	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der gesamten Arktis für alle CMIP3 Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	31
5.7	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der Zentralarktis für alle CMIP3 Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	32
5.8	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der Barentssee für alle CMIP3 Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	33
5.9	Signal-Rausch-Verhältnis der Meereisausdehnung für sieben ausgewählte Regionen.	34
5.10	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der gesamten Arktis für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt; mit roten Punkten ist die beobachtete Meereisdicke aus <i>Bourke und Garrett</i> (1987) eingetragen.	37
5.11	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der Zentralarktis für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.	38
5.12	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der Barentssee für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.	39
5.13	Der Jahresgang der Meereisdicke für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die gesamte Arktis, in (b) die Zentralarktis und in (c) die Barentssee dargestellt.	40
5.14	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der gesamten Arktis für alle CMIP3 Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	41
5.15	Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der gesamten Arktis für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt; mit roten Punkten ist das beobachtete Meereisvolumen des arktischen Ozeans für die Jahre 2003 und 2008 eingetragen (<i>Kwok et al.</i> , 2009).	43

5.16	Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der Zentralarktis für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.	44
5.17	Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der Barentssee für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.	44
5.18	Der Jahresgang des Meereisvolumens für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die gesamte Arktis, in (b) die Zentralarktis und in (c) die Barentssee dargestellt.	46
5.19	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der gesamten Arktis für alle CMIP3 Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	47
6.1	Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten Arktis und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt.	50
6.2	Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Temperatur der nördlichen Hemisphäre und (a) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Wintermittelwerte in der Arktis und (b) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Wintermittelwerte in der Zentralarktis ; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . .	52
6.3	Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Temperatur der nördlichen Hemisphäre und (a) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Sommermittelwerte in der Barentssee und (b) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Sommermittelwerte in der GIN-See ; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . .	53
7.1	Interannuale Variabilität der vorindustriellen Werte (grün), und der beiden Zeitreihen von 1900 – 1950 (blau) und 2050 – 2100 (rot); es ist jeweils die Standardabweichung im März gegen die Standardabweichung im September aufgetragen; vorab wurde der anthropogene Trend von den Szenarienläufen abgezogen. . . .	56
7.2	Die Veränderung der interannualen Variabilität für den März und für den September; in blau die Standardabweichung für den März und in rot die Standardabweichung für den September; in der oberen Abbildung sind die Kontrollläufe der Modelle dargestellt, in der mittleren Abbildung der Zeitraum 1950 – 2000, und in der unteren Abbildung der Zeitraum 2050 – 2100; in der mittlern Abbildung sind zusätzlich die Beobachtungen eingetragen.	57

7.3	Veränderung der multidekadischen Variabilität für den Kontrolllauf, die Szenarien und die Szenarien ohne den anthropogenen Trend für die zwei Zeiträume 1950 – 2050 und 1950 – 2100.	59
8.1	Zusammenhang zwischen der Meereiskonzentration in der Barentssee und dem Druck und der Temperatur ohne Trend über Nordosteuropa in (a) und (c) für Dezember ; für den Druck und die Temperatur über Nordosteuropa in (b) bis (d) für Januar für das Multi Model Mean	62
8.2	Zusammenhang zwischen der Meereiskonzentration in der Barentssee und dem Druck ohne Trend über Nordosteuropa in (a) bis (c) für Dezember , für die Temperatur ohne Trend über Nordosteuropa in (d) bis (f) der drei Modelle GFDL-CM2.1, MIROC3.2 (medres) und MPI-ECHAM5.	63
8.3	Zusammenhang zwischen der Meereiskonzentration in der Barentssee und dem Druck ohne Trend über Nordosteuropa in (a) für Januar , für die Temperatur ohne Trend über Nordosteuropa in (b) für das Modell MPI-ECHAM5.	64
8.4	Komposits des Druck für die drei Bereiche 0%–45%, 45%–60% und 60%–100% des Modells GFDL-CM2.1 im Dezember ; Abbildungen (a) bis (c) zeigen die Veränderung des Drucks und Abbildungen (d) bis (f) zeigen die Veränderung der Temperatur bei Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee. . .	65
8.5	Komposits für die drei Bereiche 0% – 40%, 40% – 70% und 70% – 100% des Modells MIROC3.2 (medres) im Dezember; Abbildungen (a) bis (c) zeigen die Veränderung des Drucks und Abbildungen (d) bis (f) zeigen die Veränderung der Temperatur bei Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee. . .	66
8.6	Komposits für die drei Bereiche 0% – 20%, 20% – 35% und 35% – 100% des Modells MPI-ECHAM5 im Dezember; Abbildungen (a) bis (c) zeigen die Veränderung des Drucks und Abbildungen (d) bis (f) zeigen die Veränderung der Temperatur bei Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee. . . .	67
8.7	Komposits für die drei Bereiche 0% – 30%, 30% – 45% und 45% – 100% des Modells MPI-ECHAM5 im Januar; Abbildungen (a) bis (c) zeigen die Veränderung des Drucks und Abbildungen (d) bis (f) zeigen die Veränderung der Temperatur bei Reduktion der Meereiskonzentration in der Barentssee.	68
A.1	Die Meereisdicke der Arktis der einzelnen Modelle; das Modell IAP-FGOALS-g1.0 zeigt größer Werte als alle anderen Modelle, besonders im März.	77
A.2	Das Meereisvolumen der Arktis der einzelnen Modelle; das Modell IAP-FGOALS-g1.0 zeigt größer Werte als alle anderen Modelle.	78
A.3	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der GIN-See für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.	84
A.4	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der Karasee für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.	85

A.5	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der Laptevsee für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.	85
A.6	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der Ostsibirischen See für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.	86
A.7	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisausdehnung der Labradorsee für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisausdehnung für den März und in (b) für den September dargestellt.	86
A.8	Der Jahresgang der Meereisausdehnung für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die GIN-See, in (b) die Karasee, in (c) die Laptevsee, in (d) Ostsibirische See und in (e) die Labradorsee dargestellt.	87
A.9	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der GIN-See für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	88
A.10	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der Karasee für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	88
A.11	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der Laptevsee für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	89
A.12	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der Ostsibirische See für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	89
A.13	Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisausdehnung der Labradorsee für alle CMIP3- Modelle und die Beobachtungsdaten; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	90
A.14	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der GIN-See für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.	91
A.15	Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der Karasee für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.	91

A.16 Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der Laptevsee für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.	92
A.17 Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der Ostsibirischen See für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.	92
A.18 Die zeitliche Entwicklung der prognostizierten Meereisdicke der gesamten Labradorsee für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Meereisdicke für den März und in (b) für den September dargestellt.	93
A.19 Der Jahresgang der Meereisdicke für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die GIN-See, in (b) die Karasee, in (c) die Laptevsee, in (d) Ostsibirische See und in (e) die Labradorsee dargestellt.	94
A.20 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der Zentralarktis für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	95
A.21 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der GIN-See für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	95
A.22 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der Barentssee für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	96
A.23 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der Karasee für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	96
A.24 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der Laptevsee für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	97
A.25 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der Ostsibirische See für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	97
A.26 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs der prognostizierten Meereisdicke der Labradorsee für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	98
A.27 Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der GIN-See für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.	99

A.28 Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der Karasee für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.	99
A.29 Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der Laptevsee für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.	100
A.30 Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der Ostsibirischen See für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.	100
A.31 Die zeitliche Entwicklung des prognostizierten Meereisvolumens der Labradorsee für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist das Meereisvolumen für den März und in (b) für den September dargestellt.	101
A.32 Der Jahresgang der Meereisdicke für verschiedene Regionen und Zeiträume für alle CMIP3-Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die GIN-See, in (b) die Karasee, in (c) die Laptevsee, in (d) die Ostsibirische See und in (e) die Labradorsee dargestellt.	102
A.33 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der Zentralarktis für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	103
A.34 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der GIN-See für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	103
A.35 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der Barentssee für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	104
A.36 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der Karasee für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	104
A.37 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der Laptevsee für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	105
A.38 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der Ostsibirische See für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt.	105

- A.39 Die Amplitude und die Phase des Jahresgangs des prognostizierten Meereisvolumens der **Labradorsee** für alle CMIP3- Modelle; das 90ste Perzentil der Modelldaten ist grau unterlegt; in Abbildung (a) ist die Amplitude und in (b) die Phase dargestellt. 106
- A.40 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Zentralarktis** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . . 107
- A.41 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **GIN-See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 108
- A.42 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Barentssee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . . 108
- A.43 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Karasee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 109
- A.44 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Laptevsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 109
- A.45 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Ostsibirischen See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . . 110
- A.46 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Jahresmittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Labradorsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Jahresmittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . . 110

- A.47 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der global gemittelten Temperatur und (a) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Wintermittelwerte in der **Arktis** und (b) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Wintermittelwerte in der **Zentralarktis**; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 111
- A.48 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **GIN-See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 112
- A.49 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Barentssee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . . 112
- A.50 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Karasee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 113
- A.51 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Laptewsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 113
- A.52 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Ostsibirische See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . . 114
- A.53 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Wintermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Labradorsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Wintermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . . 114

- A.54 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Arktis** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 115
- A.55 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der global gemittelten Temperatur und (a) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Sommermittelwerte in der **Barentssee** und (b) dieselbe Änderung der Verhältnisse der Meereisausdehnung der Sommermittelwerte in der **GIN-See**; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 116
- A.56 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Karasee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 116
- A.57 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Lapteevsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. 117
- A.58 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Ostsibirsche See** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . . 117
- A.59 Die Änderung des Verhältnisses des Mittels von 2070 – 2100 zu dem Mittel von 1970 – 2000 der Sommermittelwerte der Meereisausdehnung in der gesamten **Labradorsee** und (a) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte der nördlichen Hemisphäre und (b) dieselbe Änderung des Temperaturverhältnisses der Sommermittelwerte global gemittelt; die einzelnen Modelle sind farbig, zusätzlich sind die beiden Regressionsgeraden gezeigt. . . . 118
- A.60 Interannual Variabilität der vorindustriellen Werte, und der beiden Zeitreihen von 1900 – 1950 und 2050 – 2100; es ist jeweils die Standardabweichung im März gegen die Standardabweichung im September aufgetragen; vorab wurde ein fünfjähriges laufendes Mittel über die Werte gelegt und der anthropogene Trend von den Szenarienläufen abgezogen. 119
- A.61 Die Veränderung der interannualen Variabilität für den März und für den September; in blau die Standardabweichung für den März und in rot die Standardabweichung für den September; in der oberen Abbildung sind die Kontrollläufe der Modelle dargestellt, in der mittleren Abbildung der Zeitraum 1950 – 2000, und in der unteren Abbildung der Zeitraum 2050 – 2100; in der mittlern Abbildung sind zusätzlich die Beobachtungen eingetragen. 120

A.62	Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und des Bodendrucks in Pa über Nordosteuropa im Dezember ; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine positive Druckanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine negative Druckanomalie zu finden ist.	130
A.63	Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und des Bodendrucks in Pa über Nordosteuropa im Januar ; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine positive Druckanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine negative Druckanomalie zu finden ist.	131
A.64	Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in der Barentssee und des Bodendrucks in Pa über Nordosteuropa im Februar ; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine positive Druckanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine negative Druckanomalie zu finden ist.	132
A.65	Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und des Bodendrucks in Pa über Nordosteuropa im März ; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine positive Druckanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration, eine negative Druckanomalie zu finden ist.	133
A.66	Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und der Temperatur in °C über Nordosteuropa im Dezember ; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine negative Temperaturanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration eine positive Temperaturanomalie zu finden ist.	134
A.67	Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und der Temperatur in °C über Nordosteuropa im Januar ; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine negative Temperaturanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration eine positive Temperaturanomalie zu finden ist.	135
A.68	Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und der Temperatur in °C über Nordosteuropa im Februar ; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine negative Temperaturanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration eine positive Temperaturanomalie zu finden ist.	136
A.69	Zusammenhang der Anomalien der Meereiskonzentration in % in der Barentssee und der Temperatur in °C über Nordosteuropa im März ; es wird angenommen, dass bei einer mittleren Meereiskonzentration eine negative Temperaturanomalie und bei einer höheren, beziehungsweise einer niedrigeren Meereiskonzentration eine positive Temperaturanomalie zu finden ist.	137
A.70	Zusammenhang der Anomalien von Temperatur in °C und Bodendruck in Pa über Nordosteuropa im Dezember ; Abbildungen A.62 bis A.69 legen nahe, dass zwischen diese beiden Komponenten ein linearer Zusammenhang vorhanden sein könnte; zusätzlich ist die Korrelation zwischen den beiden Komponenten berechnet.	138

- A.71 Zusammenhang der Anomalien von Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ und Bodendruck in Pa über Nordosteuropa im **Januar**; Abbildungen A.62 bis A.69 legen nahe, dass zwischen diese beiden Komponenten ein linearer Zusammenhang vorhanden sein könnte; zusätzlich ist die Korrelation zwischen den beiden Komponenten berechnet.139
- A.72 Zusammenhang der Anomalien von Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ und Bodendruck in Pa über Nordosteuropa im **Februar**; Abbildungen A.62 bis A.69 legen nahe, dass zwischen diese beiden Komponenten ein linearer Zusammenhang vorhanden sein könnte; zusätzlich ist die Korrelation zwischen den beiden Komponenten berechnet.140
- A.73 Zusammenhang der Anomalien von Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ und Bodendruck in Pa über Nordosteuropa im **März**; Abbildungen A.62 bis A.69 legen nahe, dass zwischen diese beiden Komponenten ein linearer Zusammenhang vorhanden sein könnte; zusätzlich ist die Korrelation zwischen den beiden Komponenten berechnet.141

Tabellenverzeichnis

2.1	Die verwendeten IPCC-Modelle, die Beobachtungsdaten und ihre Auflösung des Meereises und der Atmosphäre. Es werden nicht immer alle Modelle verwendet, da nicht immer alle Daten vorlagen. Diese Tabelle ist angelehnt an die Tabelle aus <i>Randall et al.</i> , 2007, Tabelle 8.1. Die Angaben der Größen der Gitter sind in einem gausschem Gitter beziehungsweise, wenn ein T-Gitter angegeben ist, ist dieses eine dreieckige (triangulare) Gitterauflösung und in Klammern dahinter die entsprechende Gitterauflösung in einem gausschem Gitter. Von den mit ¹ gekennzeichneten Modellen gibt es nur die Kontrollläufe und von den mit ² gekennzeichneten Modellen gibt es keine Kontrollläufe für die Meereiskonzentration.	10
4.1	Beispielhaft die Größe der Barentssee und gesamt Arktis, in 10 ⁶ km ² , bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmaske, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln; die vollständigen Tabellen A.2, A.3, A.4 und A.5 sind im Anhang zu finden.	24
A.1	Die Begrenzungen der einzelnen Regionen und Randmeere; es sind die Gradzahlen der Ost-West- und der Nord-Süd-Ausdehnung eingetragen.	79
A.2	Die Größe der jeweiligen Regionen beziehungsweise Randmeere der Arktis, in 10 ⁶ km ² , bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmaske, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln.	80
A.3	Die Größe der jeweiligen Regionen beziehungsweise Randmeere der Arktis, in 10 ⁶ km ² , bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmaske, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln.	81

A.4	Die Größe der jeweiligen Regionen beziehungsweise Randmeere der Arktis, in 10^6 km^2 , bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmaske, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln.	82
A.5	Die Größe der jeweiligen Regionen beziehungsweise Randmeere der Arktis, in 10^6 km^2 , bei der entsprechenden Modellauflösung; der jeweilige prozentuale Anteil der gesamten Arktis angegeben; die gesamte Arktis ist hier die Summe der einzelnen Regionen; mit ¹ gekennzeichnete Modelle: die Daten der Landmaske, die in den Modellen verwendet wird, vor; mit ² gekennzeichnete Modelle: Landmasken enthalten teilweise keine kleineren Inseln; In den letzten Spalten dieser Tabelle ist zusätzlich die minimal und maximale Größe der Regionen mit angegeben und der Mittelwert der Auflösung, sowie der Wert der Standardabweichung.	83
A.6	Die Steigungen der Regressionsgeraden zwischen der Änderung der Oberflächentemperatur und der Meereisausdehnung für die Jahresmittelwerte, sowie die Korrelation zwischen den Modellen und die erklärte Varianz, jeweils für die Änderung der globalen Temperatur und die Änderung der Temperatur der nördlichen Hemisphäre.	107
A.7	Die Steigungen der Regressionsgeraden zwischen der Änderung der Oberflächentemperatur und der Meereisausdehnung für die Wintermittelwerte, sowie die Korrelation zwischen den Modellen und die erklärte Varianz, jeweils für die Änderung der globalen Temperatur und die Änderung der Temperatur der nördlichen Hemisphäre.	111
A.8	Die Steigungen der Regressionsgeraden zwischen der Änderung der Oberflächentemperatur und der Meereisausdehnung für die Sommermittelwerte, sowie die Korrelation zwischen den Modellen und die erklärte Varianz, jeweils für die Änderung der globalen Temperatur und die Änderung der Temperatur der nördlichen Hemisphäre.	115
A.9	Veränderung der interannuale Variabilität im März ; Standardabweichung für die vorindustriellen Werte; jeweils für Zeitabschnitte von 50 Jahren; anthropogener Trend abgezogen.	121
A.10	Veränderung der interannuale Variabilität im September ; Standardabweichung für die vorindustriellen Werte; jeweils für Zeitabschnitte von 50 Jahren; anthropogener Trend abgezogen.	122
A.11	Veränderung der interannuale Variabilität im März ; Standardabweichung für die vorindustriellen Werte; jeweils für Zeitabschnitte von 50 Jahren; anthropogener Trend abgezogen; fünfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt. . .	123
A.12	Veränderung der interannuale Variabilität im September ; Standardabweichung für die vorindustriellen Werte; jeweils für Zeitabschnitte von 50 Jahren; anthropogener Trend abgezogen; fünfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt.	124

- A.13 Sensitivität der Meereisausdehnung der **Kontrollläufe**; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; für Zeitraum von 200 Jahre berechnet; für die mit * gekennzeichneten Modelle lagen nur 100 Jahre vor; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für beide Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen. 125
- A.14 Sensitivität der Meereisausdehnung der **Szenarienläufe mit anthropogenen Trend** für **1950 – 2050**; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für die beiden Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen. 126
- A.15 Sensitivität der Meereisausdehnung der **Szenarienläufe mit anthropogenen Trend** für **1950 – 2100**; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für die beiden Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen. 127
- A.16 Sensitivität der Meereisausdehnung der **Szenarienläufe ohne anthropogenen Trend** für **1950 – 2050**; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für die beiden Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen. 128
- A.17 Sensitivität der Meereisausdehnung der **Szenarienläufe ohne anthropogenen Trend** für **1950 – 2100**; Meereisausdehnung im März gegen Meereisausdehnung im September; jeweils elfjähriges gleitendes Mittel über die Daten gelegt; Regressionsgerade zwischen diesen beiden Zeitreihen berechnet; eingetragen sind in dieser Tabelle die Werte m , für die Steigung der Regressionsgeraden, und s , für die Unsicherheit der Regressionsgeraden im 90%-Konfidenzintervall, sowie die Standardabweichungen für die beiden Zeitreihen März und September und die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen. 129

Literaturverzeichnis

- Aagaard, K., und E. C. Carmarck (1989), The Role of Sea Ice and Other Fresh Water in the Arctic Circulation, *Journal of Geophysical Research*, 94(C10), 14,485–14,498.
- ACIA (2005), *Arctic Climate Impact Assessment*, Cambridge University Press.
- Alekseev, G. V., S. I. Kuzmina, N. A. P., und I. N. E. (2007), Arctic Sea Ice Data Sets in the Context of Climate Change During the 20th Century, *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years, Series: Advances in Global Change Research*, 33, 47–63.
- Alekseev, G. V., A. I. Danilov, V. M. Kattsov, S. I. Kuz'mina, und N. E. Ivanov (2009), Changes in the climate and sea ice of the Northern Hemisphere in the 20th and 21st centuries from data of observations and modeling, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 45(6), 675–686, doi:10.1134/S0001433809060012.
- Anisimov, O. A., D. G. Vaughan, T. Callaghan, C. Furgal, H. Marchant, T. D. Prowse, H. Vilhjalmsen, und J. E. Walsh (2007), Polar regions (Arctic and Antarctic), in *Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by M. Parry, O. Canziani, J. Palutikof, P. van der Linden, und C. Hanson, chap. 15, pp. 653–685, Cambridge University Press, Cambridge.
- Bernstein, L., P. Bosch, O. Canziani, Z. Chen, R. Christ, O. Davidson, W. Hare, D. Karoly, V. Kattsov, Z. Kundzewicz, J. Liu, U. Lohmann, M. Manning, T. Matsuno, B. Menne, B. Metz, M. Mirza, N. Nicholls, L. Nurse, R. Pachauri, J. Palutikof, D. Qin, N. Ravindranath, A. Reisinger, J. Ren, K. Riahi, C. Rosenzweig, S. Schneider, Y. Sokona, S. Solomon, P. Stott, R. Stouffer, T. Sugiyama, R. Swart, D. Tirpak, C. Vogel, und G. Yohe (2007), Summary for Policymakers, in *Climate Change 2007 : Synthesis Report. Contribution of Working Group I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by Core Writing Team, R. K. Pachauri, und A. Reisinger, November, pp. 1–22, Cambridge University Press, Geneva, Schweiz.
- Bourke, R., und R. Garrett (1987), Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean, *Cold Regions Science and Technology*, 13, 259–280.
- Brohan, P., J. J. Kennedy, I. Harris, S. F. B. Tett, und P. D. Jones (2006), Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850, *Journal of Geophysical Research*, 111(D12), doi:10.1029/2005JD006548.
- Carter, T. R., E. L. La Rovere, R. N. Jones, R. Leemans, L. O. Mearns, N. Nakicenovic, A. B. Pittock, S. M. Semenov, und J. Skea (2001), Developing and Applying Scenarios, in *Climate*

- Change 2001 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J. J. McCarthy, O. F. Canziani, N. A. Leary, D. J. Dokken, und K. S. White, chap. 3, pp. 145–190, Cambridge University Press, Cambridge.
- Dommenget, D. (2008), *An Introduction to Statistical Analysis in Climate Research*, IFM-GEOMAR, Kiel.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, und R. van Dorland (2007), Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, und H. Miller, chap. 2, pp. 130–234, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Gloersen, P., W. J. Campbell, D. J. Cavalieri, J. C. Comiso, C. L. Parkinson, und J. H. Zwally (1992), *Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive-Microwave Observations and Analysis*, National Aeronautics and Space Administration, Washington, D. C.
- Granger, C. H. J., und M. Hatanaka (1964), *Spectral analysis of economic time series*, University Press Princeton, NJ.
- Greene, C. H., und A. J. Pershing (2000), The response of *Calanus finmarchicus* populations to climate variability in the Northwest Atlantic : basin-scale forcing associated with the North Atlantic Oscillation, *ICES Journal of Marine Science*, pp. 1536–1544, doi:10.1006/jmsc.2000.0966.
- Gregory, J. M. (2002), Recent and future changes in Arctic sea ice simulated by the HadCM3 AOGCM, *Geophysical Research Letters*, 29(24), 1999–2002, doi:10.1029/2001GL014575.
- Hawkins, E., und R. Sutton (2009), The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8), 1095–1107, doi:10.1175/2009BAMS2607.1.
- Holland, M. M., und J. Stroeve (2011), Changing seasonal sea ice predictor relationships in a changing Arctic climate, *Geophysical Research Letters*, 38(18), 1–6, doi:10.1029/2011GL049303.
- Holland, M. M., C. M. Bitz, L. Tremblay, und D. A. Bailey (2008), The Role of Natural Versus Forced Change in Future Rapid Summer Arctic Ice Loss, *Arctic Sea Ice Decline: Observations, Projections, Mechanisms, and Implications*, *Geophysical Monograph Series*, 180, 133–150.
- Hurrell, J. W. (1995), Decadal trends in the north atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation., *Science (New York, N.Y.)*, 269(5224), 676–9, doi:10.1126/science.269.5224.676.
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, und M. Visbeck (2003), *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, doi:10.1029/134GM01.

- Ineson, S., A. A. Scaife, J. R. Knight, J. C. Manners, N. J. Dunstone, L. J. Gray, und J. D. Haigh (2011), Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere, *Nature Geoscience*, *4*(10), 1–5, doi:10.1038/ngeo1282.
- Johannessen, O. M., L. Bengtsson, M. W. Miles, S. I. Kuzmina, V. A. Semenov, A. P. Alekseev, Genrikh V. Nagurnyi, V. F. Zakharov, L. P. Bobylev, L. H. Pettersson, K. Hasselmann, und H. P. Cattle (2004), Arctic climate change : observed and modelled temperature and sea-ice variability, *Tellus*, *56A*(4), 328–341.
- Koenigk, T., U. Mikolajewicz, H. Haak, und J. Jungclaus (2007), Arctic freshwater export in the 20th and 21st centuries, *Journal of Geophysical Research*, *112*(G04S41), 1–11, doi:10.1029/2006JG000274.
- Komori, N., K. Takahashi, K. Komine, T. Motoi, X. Zhang, und G. Sagawa (2005), Description of Sea-Ice Component of Coupled Ocean – Sea-Ice Model for the Earth Simulator (OIFES), *Journal of the Earth Simulator*, *4*(December), 31–45.
- Krahmann, G., und M. Visbeck (2003), Variability of the Northern Annular Mode’s signature in winter sea ice concentration, *Polar Research*, *22*, 51–57.
- Kwok, R. (2000), Recent Changes in Arctic Ocean Sea Ice Motion Associated with the North Atlantic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, *27*(6), 775–778.
- Kwok, R. (2004), Annual cycles of multiyear sea ice coverage of the Arctic Ocean: 1999–2003, *Journal of Geophysical Research*, *109*(C11004), doi:10.1029/2003JC002238.
- Kwok, R., G. F. Cunningham, M. Wensnahan, I. Rigor, H. J. Zwally, und D. Yi (2009), Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008, *Journal of Geophysical Research*, *114*(C07005), doi:10.1029/2009JC005312.
- Latif, M. (2009), *Klimawandel und Klimadynamik*, Eugen Ulmer KG.
- Macke, A. (2004), *Einführung in die Meteorologie*, IFM-GEOMAR, Kiel.
- Marshall, J., und F. Schott (1999), OPEN-OCEAN CONVECTION: OBSERVATIONS, THEORY, AND MODELS, in *Reviews of Geophysics* *37*, pp. 1– 64.
- Maslanik, J., J. Stroeve, C. Fowler, und W. Emery (2011), Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011, *Geophysical Research Letters*, *38*, doi:10.1029/2011GL047735.
- Maslanik, J. A., C. Fowler, J. Stroeve, S. Drobot, J. Zwally, D. Yi, und W. Emery (2007), A younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss, *Geophysical Research Letters*, *34*(24), 2004–2008, doi:10.1029/2007GL032043.
- Meehl, G., C. Covey, M. Latif, B. McAvaney, J. Mitchell, und R. Stouffer (2007a), IPCC Standard Output from Coupled Ocean-Atmosphere GCMs.
- Meehl, G. A., T. F. Stocker, W. D. Collins, P. Friedlingstein, A. T. Gaye, J. M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. M. Murphy, A. Noda, S. C. B. Raper, I. G. Watterson, A. J. Weaver, und Z.-C. Zhao (2007b), Global Climate Projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning,

- Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, und H. Miller, chap. 10, pp. 747–845, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ogi, M., und J. M. Wallace (2007), Summer minimum Arctic sea ice extent and the associated summer atmospheric circulation, *Geophysical Research Letters*, *34*(12), 1–4, doi:10.1029/2007GL029897.
- Overland, J. E., J. M. Adams, und N. A. Bond (1997), Regional Variation of Winter Temperatures in the Arctic, *Journal of Climate*, *10*, 821–837.
- Parkinson, C. L., D. J. Cavalieri, P. Gloersen, H. J. Zwally, und J. C. Comiso (1999), Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996, *Journal of Geophysical Research*, *104*(C9), 837–856.
- Petoukhov, V., und V. A. Semenov (2010), A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, *Journal of Geophysical Research*, *115*(D21111), 1–11, doi:10.1029/2009JD013568.
- Randall, D. A., R. A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichefet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R. J. Stouffer, A. Sumi, und K. E. Taylor (2007), Climate Models and Their Evaluation, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, und H. Miller, chap. 8, pp. 589–662, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rayner, N. A. (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research*, *108*(D14), doi:10.1029/2002JD002670.
- Reichler, T., und J. Kim (2008), How Well Do Coupled Models Simulate Today’s Climate?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *89*(3), 303–311, doi:10.1175/BAMS-89-3-303.
- Ren, J., R. B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R. H. Thomas, T. Zhang, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, und U. Kingdom (2007), Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, und H. Miller, chap. 4, pp. 337–383, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rogers, J. C. (1997), North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe, *Journal of Climate*, *10*, 1635–1647.
- Sachs, L. (1993), *Statistische Methoden*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Serreze, M. C., M. M. Holland, und J. Stroeve (2007), Perspectives on the Arctic’s shrinking sea-ice cover., *Science (New York, N.Y.)*, *315*(5818), 1533–6, doi:10.1126/science.1139426.

- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R. B. Alley, T. Berntsen, N. L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J. M. Gregory, G. C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B. J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, G. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T. F. Stocker, P. Whetton, R. A. Wood, und D. Wratt (2007), Technical Summary, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, und H. Miller, pp. 19–91, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, und M. Serreze (2007), Arctic sea ice decline: Faster than forecast, *Geophysical Research Letters*, *34*(9), 1–5, doi:10.1029/2007GL029703.
- Trenberth, K. E., und J. M. Caron (2000), The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation, *Journal of Climate*, *13*(24), 4358–4365, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4358:TSORSL>2.0.CO;2.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, und J. Kiehl (2009), Earth’s Global Energy Budget, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *90*(3), 311–323, doi:10.1175/2008BAMS2634.1.
- Venzke, J.-F. (1988), Vor 120 Jahren: Die erste deutsche Nordpolar-Expedition, *Polarforschung*, *58*(1), 47–51, doi:10.1055/s-0031-1297946.
- Vinje, T. (2001), Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864 – 1998, *Norwegian Polar Institute*, pp. 255–267.
- Vinje, T. E. (1980), *On the extreme sea ice conditions observed in the greeland and barents seas in 1979*, Norsk Polarinstitut Oslo.
- von Storch, H., und F. Zwiers (1999), *Statistical analysis in climate research*, Cambridge University Press Cambridge.
- Winton, M. (2011), Do Climate Models Underestimate the Sensitivity of Northern Hemisphere Sea Ice Cover?, *Journal of Climate*, *24*(15), 3924–3934, doi:10.1175/2011JCLI4146.1.

Danksagung

Mein besonderer Danke gilt Dr. Thomas Martin, Dr. Vladimir Semenov und Prof. Dr. Mojib Latif für die Vergabe des Themas, für sehr gute und unkomplizierte Betreuung und Erklärungen zu diesem Thema sowie für das Korrekturlesen der Ergebnisse.

Des Weiteren möchte ich mich bei meinen Kommilitonen bedanken für die angenehme Arbeitsatmosphäre und zahlreichen Diskussionen. Ein besonderer Dank gilt hierbei Alina für die nette Gesellschaft im Büro in der Alten Botanik.

Vielen Danke auch an meine Eltern und meinem Bruder für die Unterstützung während des Studiums.

Nicht zuletzt möchte ich mich auch bei allen anderen Menschen, die mich während des Studiums unterstützt und begleitet haben, bedanken.

Diese Arbeit wurde mit der Textverarbeitung \LaTeX angefertigt.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, Januar 2012

(Lisa Katharina Behrens)